COORDINAMENTO
Circolo Cultura e Stampa Bellunese
Marta Azzalini, Martina Boito, Elisabetta Pierobon

REFERENZE FOTOGRAFICHE
Agordino
Danilo Giordano e Christian Carlin, Corrado Cattadori,
Lucio D'Alberto, Vittorio Fenti, Moreno Geremetta,
Stefano Santomaso, Federico Scussel, Andrea Tintori
Le immagini dei fossili di Taibon - Monte Pelsa
sono riprodotte su concessione del MIBACT

Provincia di Belluno
Giacomo De Donà
(le foto a pp. 183, 186-187, 200, 202, 205 sono di Danilo Giordano)

Tirolo
Tobias Bader

CARTOGRAFIA
Claudio Frescura

TRADUZIONI
Elina Bogo Viktorova

PROGETTO GRAFICO
Eleonora Olivucci

REALIZZAZIONE E STAMPA
Grafiche Antiga spa - Crocetta del Montello (TV)

IN COPERTINA
Orme dei dinosauri sul Pelmetto, foto di Giacomo De Donà

Progetto DOLOMIA - La Via della Dolomia:
il viaggio della roccia nelle Alpi Dolomitiche (ITAT 2036)
Progetto finanziato dal Fondo europeo di sviluppo regionale e
Interreg V-A Italia-Austria 2014-2020

LA VIA DELLA DOLOMIA: il viaggio della roccia nelle Alpi Dolomitiche

a cura di Letizia Lonzi, Marta Azzalini

AGORDINO (D. Giordano) p. 8

1 _ La Dolomia p. 12
2 _ Qualche nozione di geologia p. 18
3 _ Storia geologica dell'Agordino p. 26
4 _ I minerali della Valle di San Lucano p. 54
5 _ Le piante fossili della Valle di San Lucano p. 58
6 _ Percorso geologico p. 62
Cento passi nella Geologia delle Dolomiti p. 64
Il percorso in Valle di San Lucano
1. Taibon Agordino p. 66
2. Le Peschiere p. 70
3. San Lucano p. 72
4. Mezzavalle p. 76
5. La "Calchera" p. 80
6. Sentiero Cozzolino p. 84
7. Frana di Prà e Lagunàz p. 88
8. Col di Prà p. 90
9. Sorgenti del Tegnàs p. 94
10. Cascata dell'Inferno p. 98
11. La sezione ad "U" p. 102
12. Pont p. 104
13. Pian della Stua p. 110
14. Casera Campigat p. 112
15. Casera ai Doff p. 118
16. Malgonera p. 122
17. Val Grande p. 124
Percorso sul Civetta (soste 18-25)
18. Listolade e la Val Corpassa p. 126
19. Capanna Trieste p. 130
20. Cascate e sorgenti Carsiche p. 134
21. Val Corpassa, Agnér e Cantoni di Pelsa p. 138
22. Rifugio Vazzoler p. 140
23. Massi con megalodonti p. 144
24. Col del Camp p. 148
25. Malga Pelsa p. 150
7 _ La Valle della Dolomia verticale p. 156
8 _ Torri di Dolomia p. 162
Bibliografia p. 176

PROVINCIA DI BELLUNO (L. Lonzi - M. Piat) p. 180

1 _ Dolomia e Dolomiti, storia di un nome p. 182
2 _ La pietra dolomia nell'esperienza costruttiva bellunese p. 190
3 _ Leggende e Dolomiti p. 198
4 _ Agordo. Dal buio delle miniere al biancore delle pietre: Villa Crotta – De Manzoni p. 206
5 _ Il Castello di Andraz p. 214
6 _ Chiesa di San Simon a Vallada Agordina e Cencenighe p. 220
7 _ Fontana nella piazza di Forno di Zoldo p. 226
8 _ Museo della Pietra e degli Scalpellini di Castellavazzo p. 230
9 _ Le chiese gotiche cadorine e il tofo p. 234
10 _ Il Forte di Pieve di Cadore p. 240
11 _ Valmo, l'uomo di Mondeval p. 244
12 _ I campanili della Valle del Boite p. 248
13 _ Le rocce di confine e la Muraglia di Giau p. 254
14 _ Il Castello di Botestagno p. 258
15 _ Monumento a Déodat de Dolomieu p. 262
16 _ La parte meridionale della provincia di Belluno, il regno dei calcari e delle molasse p. 266
17 _ Il Santuario dei Santi Vittore e Corona e i suoi antichi capitelli p. 270
18 _ Il Castello di Quero p. 274
Bibliografia p. 278

TIROLO (T. Bader) p. 280

1 _ La frana di Tschirgant p. 284
2 _ L'ex distretto minerario di Falkenstein vicino Schwaz p. 286
3 _ L'estrazione della breccia di Hötting ad Innsbruck p. 288
4 _ La calchera di Kals am Grossglockner p. 290
5 _ Il centro storico di Hall in Tirol p. 292
6 _ La pista dell'aeroporto di Innsbruck p. 294
7 _ La Dolomia come pietra monumentale a St. Johann in Tirol p. 296
8 _ Marmo di Wattental p. 298
9 _ Castello di Rattenberg p. 300
10 _ La chiesa di San Giorgio a Kals am Grossglockner p. 302
11 _ Le rovine di Kundlburg p. 304
12 _ Chiesa dei Santi Pietro e Paolo sul colle Kirchbichl a Lavant p. 305
13 _ Il "Gasthof zum Stern" a Oetz p. 306
14 _ La cottura della calce in "Sautener Forchet" p. 308
15 _ Il centro storico di Innsbruck p. 309
16 _ Roccia dolomitica sul Karnischen Kamm p. 311

LA VIA DELLA DOLOMIA: il viaggio della roccia nelle Alpi Dolomitiche

La pubblicazione nasce all'interno del progetto DOLOMIA (ITAT 2036), finanziato dal Fondo europeo di sviluppo regionale e Interreg V-A Italia-Austria 2014-2020 e sviluppato dai seguenti partner, due italiani e uno austriaco: l'Istituto di Istruzione Superiore "Follador-De Rossi" di Agordo (BL), una delle più importanti scuole superiori di ambito geologico e mineralogico a livello internazionale con 150 anni di esperienza; il Circolo Cultura e Stampa Bellunese con sede a Belluno, con competenze nell'ambito dell'organizzazione di progetti culturali e nel settore della formazione, dell'addestramento professionale, di integrazione scuola-lavoro, di avviamento e riqualificazione professionale; il gruppo di lavoro del Dipartimento di Tecnologia dei Materiali dell'Università di Innsbruck che si dedica alle scienze naturali e ai materiali relativi alla conservazione dei monumenti storici al fine di risolvere, in modo pratico, problematiche che interessano l'intera area.

Il progetto è nato dalla necessità di rafforzare la cooperazione transfrontaliera tra le due aree di confine attraverso la creazione di nuove sinergie culturali, turistiche e di ricerca partendo dalle giovani generazioni proseguendo verso l'alta formazione fino ai professionisti dei settori inerenti. La creazione di uno stretto rapporto tra le realtà di alta professionalità dei due territori per creare nuovi patrimoni umani attraverso conoscenze condivise, vuole permettere di mantenere alti i livelli di qualità della vita nell'area di confine, accrescere la competitività economica grazie alla presenza di un capitale umano altamente specializzato combattendo dunque la minaccia dello spopolamento montano soprattutto in riferimento alle nuove generazioni.

Grazie agli interventi sviluppati si è voluto dare l'opportunità al territorio compreso tra le Dolomiti Patrimonio UNESCO e l'area delle Alpi del Tirolo di farsi riscoprire dai propri abitanti e di farsi esplorare in modo guidato ed ecosostenibile dai turisti percorrendone la storia dalla formazione dell'area a livello geologico, attraverso l'uso del territorio da parte dell'uomo con riferimento al materiale pietra Dolomia.

L'obbiettivo era di far venire alla luce lo stretto collegamento che unisce da milioni di anni i due territori facendo comprendere che le montagne non sono un elemento di separazione ma di unione e che non devono essere viste come una zona problematica ma come un'area particolarmente ricca ed eterogenea valorizzata attraverso la creazione di un percorso reticolare che collega i punti di interesse legati al tema "Dolomia" dei due territori.

La prima parte della guida – più tecnica e corposa - spazia tra nozioni geologiche mettendo in evidenza il territorio dell'Agordino e in particolare le piante fossili e minerali della Valle di San Lucano per poi sviluppare un percorso geologico naturalistico con 25 punti di interesse da percorrere e conoscere in tutte le loro sfaccettature. Gli autori sono alcuni docenti dell'Istituto di Agordo in collaborazione con gli alunni ed esperti locali.

La seconda sezione ha un respiro più ampio, legato all'intera provincia di Belluno, anche se tenta di individuare e puntare l'attenzione su alcuni siti dove emerge la pietra Dolomia per poi sviluppare alcune divagazioni sull'utilizzo di altre pietre da costruzione maggiormente usate in passato. Il contributo si deve all'unione di competenze diverse – geologica e storico artistica - che hanno dialogato assieme vagabondando per il territorio.

La terza parte, curata dall'Università di Innsbruck, comprende 16 schede tratteggiate con indicazioni precise con bibliografia e coordinate geografiche relative alla zona austriaca partner del progetto ovvero il Tirolo Austriaco dove la Dolomia è perlopiù usata per la preparazione della calce e come materia prima per gli intonaci di stucchi e pareti nonché per costruzioni civili e religiose.

Buon viaggio alla scoperta della Dolomia.

AGORDINO
(D. Giordano)

ALUNNI DEL PROGETTO DOLOMIA

Bellenzier Marco
Benvegnù Remis
Bortoli Nicola
Cagnati Leonardo
Coradazzi Alberto
D'Arsié Luca
Dal Pont Alessandro
De Biasi Mattia
De Biasio Luca
De Val Chiara
Del Din Enea
Dell'Andrea Walter Isidoro
Fontanive Giovanni
Fontanive Luca
Fontanive Matteo
Genuin Simone
Gnech Davide
Masarei Riccardo
Miana Sebastiano
Nardin Andrea Basilio
Pescosta Daniel
Piniè Eddy
Salvaterra Diego
Scola Leonardo
Soccol Simone Vito
Tomaselli Alessandro
Zasso Liam

DOCENTI DEL PROGETTO DOLOMIA

Tomaso Avoscan
Michele Costa
Danilo Giordano
Enrico Pescosta
Dino Preloran

LA DOLOMIA

1

Dolomia Principale, dolomitizzazione precoce per pompaggio evaporitico.

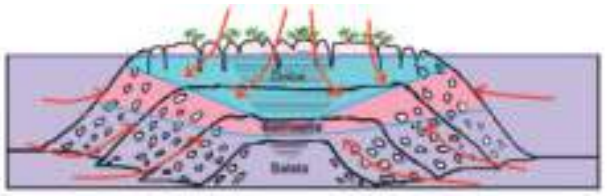
La dolomia è una roccia sedimentaria di origine chimica, formata per oltre il 90% da dolomite (carbonato doppio di calcio e magnesio [$CaMg(CO_3)_2$]) e per la parte rimanente da calcite (carbonato di calcio semplice [$CaCO_3$]).
A seconda della percentuale di calcite e dolomite si distinguono le dolomie calcaree (dal 10 al 50% di calcite), i calcari dolomitici (dal 50 al 90 % di calcite), i calcari magnesiaci (dal 90 al 95 % di calcite) e i calcari (calcite maggiore del 95 %).

Dolomia dello Sciliar, dolomitizzazione tardiva per mescolanza di acque.

L'origine della dolomite è ancora un problema controverso e per certi versi irrisolto, è certo comunque che le dolomie hanno avuto genesi diverse.

Lo studio delle successioni stratigrafiche di rocce carbonatiche di età variabile dal Quaternario al pre-Paleozoico indica che la dolomite è molto rara, quasi assente nelle rocce molto recenti mentre aumenta gradualmente col crescere dell'età delle rocce. Il rapporto dolomite/calcite nel Cretaceo è di 1/80, nel Paleozoico di 1/3, nel pre-Paleozoico di 3/1. Questa considerazione potrebbe far pensare che gli ambienti sedimentari del passato fossero più favorevoli alla precipitazione chimica della dolomite che della calcite.
Altre considerazioni derivanti dall'osservazione dei cristalli e dalla petrologia sperimentale inducono a ritenere che la dolomia primaria, formata direttamente nel momento in cui si è depositato il sedimento, sia una roccia molto rara (limitata ad ambienti particolari come lagune saline soprasature in condizioni anaerobiche e temperature comprese fra 20 e 35° C) e che le dolomie derivino piuttosto da un processo di *metasomatismo* con introduzione di magnesio (dolomitizzazione) in originarie rocce calcaree.
Il raggio ionico del magnesio è inferiore a quello del calcio e con la dolomitizzazione il calcare compatto si trasforma in dolomia porosa, vacuolare, cariata o saccaroide.
Sulla base delle attuali conoscenze è possibile distinguere una dolomitizzazione precoce (contemporanea o immediatamente successiva alla deposizione del fango carbonatico) e una dolomitizzazione tardiva o metasomatica (si verifica quando la roccia calcarea è completamente litificata).
La dolomitizzazione precoce si verifica soprattutto in condizioni supratidali (aree di piattaforma carbonatica che non vengono raggiunte dalle normali maree e rimangono a lungo emerse). I sedimenti sono in questo caso costituiti da dolomie microcristalline che conservano al loro interno fossili e tessiture originarie come laminazioni algali (stromatoliti) e strutture di disseccamento caratteristiche appunto di ambienti supratidali.
La Dolomia Principale è considerata una dolomia di origine diagenetica precoce. L'enorme piana di marea su cui si è deposta era delimitata verso Sud (attuali Emilia, Toscana) da aree emerse e verso Nord (Salisburghese) da un mare profondo a salinità normale. Il clima era caldo e arido, nei periodi di più

Dolomia a zebra di dolomitizzazione idrotermale

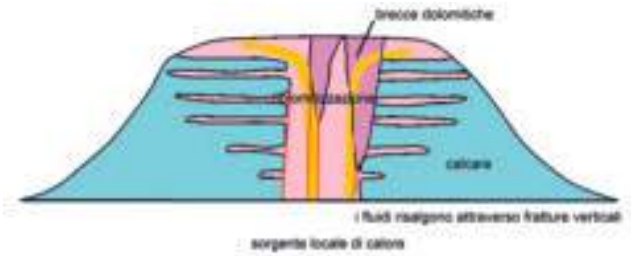


Modello di dolomitizzazione Dorag per mescolanza di acque.

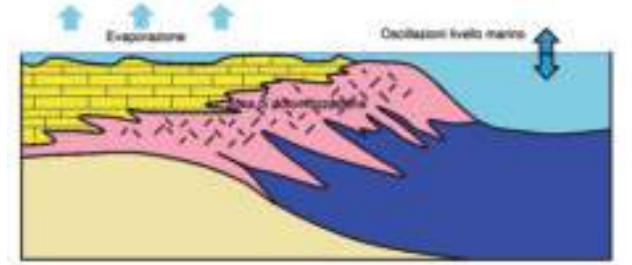
intensa evaporazione e ridotto apporto idrico, nelle aree supratidali si innescava un movimento di risalita per capillarità delle acque interstiziali, causato dall'evaporazione continua delle stesse all'interfaccia aria sedimento. L'acqua evaporata veniva sostituita, dal basso, dall'arrivo di acqua di derivazione marina richiamata nei sedimenti; l'evaporazione lasciava come residuo una salamoia interstiziale con concentrazione di sali 5-6 volte maggiore dell'acqua marina, inoltre la precipitazione di gesso (solfato di calcio) e aragonite (carbonato di calcio) sottraeva calcio dall'acqua marina facendo crescere il rapporto fra magnesio e calcio fino a 40 a 1. I sedimenti calcarei attraversati da queste salamoie con concentrazioni anomale di magnesio si sono così trasformati in dolomia.

La dolomitizzazione tardiva in genere cancella le strutture originarie e produce dolomie cristalline a grana grossa con cavità tappezzate di grandi cristalli di dolomia.
La dolomia della Formazione dello Sciliar (dolomia di scogliera) era inizialmente un calcare compatto come il Calcare della Marmolada, essa dunque è stata sottoposta ad un processo di dolomitizzazione.

Si ritiene che nel Gruppo delle Pale non vi sia stato un solo tipo di processo, ma abbiano agito meccanismi diversi. Per la parte centro-occidentale del gruppo (altopiano e catena settentrionale delle Pale di San Martino) si propende per un modello nel quale si ipotizza che la dolomitizzazione sia avvenuta quando la piattaforma carbonatica tropicale, alla fine del periodo Ladinico a causa di un abbassamento del livello del mare su scala globale, è emersa dalle acque dell'oceano a formare un'isola (modello Dorag). La mescolanza di acqua dolce (di provenienza meteorica) e acqua marina che permeava nella scogliera, diminuì la salinità della soluzione mantenendo costante il rapporto magnesio/calcio, fino a rendere stabile la dolomite a svantaggio della calcite. La dolomitizzazione si realizzava nella fascia di mescolanza fra la falda d'acqua dolce e la sottostante acqua marina che permeava nelle rocce della scogliera.
Nelle Pale di S. Lucano-Agnèr la dolomitizzazione è più incompleta (si osservano ampie zone di calcari); la Dolomia dello Sciliar è porosa e cristallina con cristalli di discrete dimensioni (qualche mm), le strutture sedimentarie originarie sono mascherate dalla dolomitizzazione, si incontrano spesso cristalli di dolomite selliforme, una particolare cristallizzazione che si forma in acque calde (80-100°). Sono diffuse anche le "dolomie a zebra" caratterizzate da alternanza di dolomie microcristalline grigie e dolomie macrocristalline bianche; si ritiene che questa particolare struttura sia dovuta ad un processo di fratturazione da parte di fluidi (in prevalenza H^2O) ad alta temperatura e pressione e successiva cementazione dei frammenti (di colore grigio) per deposizione della dolomia bianca cristallina.
Questi caratteri indicano dunque, come più probabile, una dolomitizzazione per circolazione idrotermale. In sistemi geotermali naturali i fluidi si muovono secondo una coppia di celle convettive e le isoterme si dispongono con una configurazione simile ad un fungo, l'elevata temperatura raggiunta specialmente nella zona centrale favorisce la formazione di dolomite. La dolomitizzazione delle Pale di San Lucano potrebbe essere causata proprio da un idrotermalismo profondo collegato alla presenza di masse magmatiche calde nel sottosuolo (laccolite di Malgonera).
La Dolomia Cassiana, anch'essa molto diffusa specie nelle Dolomiti nord-orientali, presenta caratteristiche sedimentologiche tali da indurre a ritenere che in certe zone (Dolomiti centro-occidentali) sia stata più efficace la dolomitizzazione tardiva (le strutture sedimentarie sono state distrutte) mentre nelle Dolomiti Orientali le dolomie conservano tracce di laminazioni stromatolitiche e fossili, caratteri tipici di dolomitizzazione precoce in ambiente supratidale.

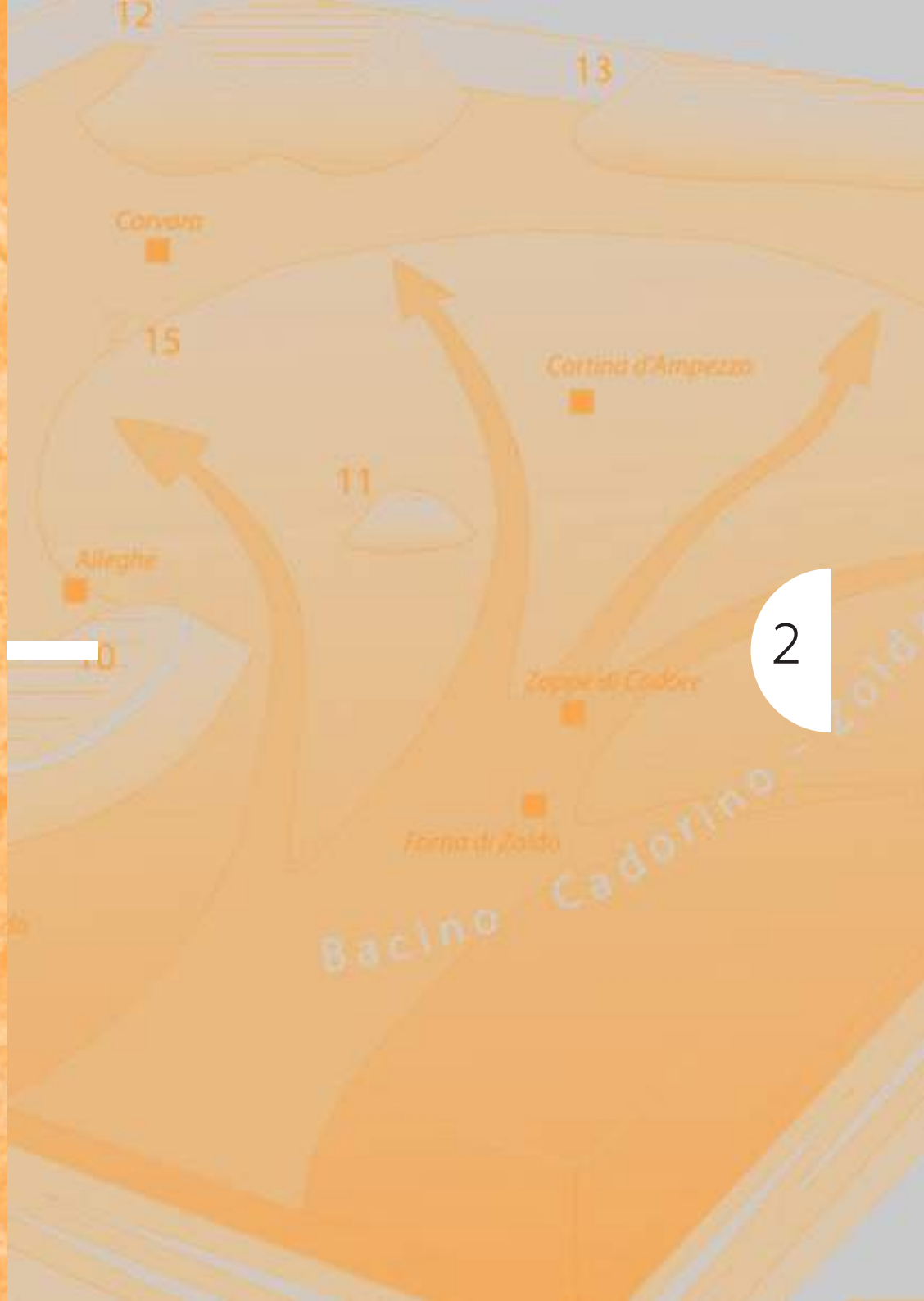


Modello di dolomitizzazione per idrotermalismo secondo Blendinger.



Modello di dolomitizzazione per pompaggio evaporitico.

QUALCHE NOZIONE DI GEOLOGIA



IL TEMPO GEOLOGICO E LA STRATIGRAFIA

L'idea del tempo geologico è molto lontana dalla comune percezione del tempo, la vita umana dura, se va bene, 90 anni ed è scandita da un ritmo settimanale per un totale di circa 4600 settimane. La storia dell'umanità si misura in anni ed è nota in modo abbastanza dettagliato da quando esiste la scrittura (meno di 5000 anni), ma le nostre conoscenze sulla preistoria e sulle origini dell'uomo sono ancora incomplete e frammentarie. Quando ci si occupa dell'Era Quaternaria - iniziata 1,8 milioni di anni fa (d'ora in poi MA) - la precisione delle misure diminuisce e l'unità di misura più utilizzata è il migliaio di anni, affrontando la Storia della Terra (nata circa 4.600 MA) l'unità di misura più adatta per descriverne l'evoluzione è il milione di anni. Confrontando la lunghezza della vita della Terra con quella della vita umana appare evidente che 1 milione di anni per la Terra equivale ad una settimana per la vita dell'uomo. Confrontando il nostro ritmo di vita con quello della Terra potremo dire che 1 milione di anni è un'unità di misura piuttosto precisa per descrivere la "vita" della Terra.

La storia della Terra è scritta in un grande libro di pietra, vecchio e malridotto, dove le "pagine" sono gli strati rocciosi, purtroppo ne mancano e alcune sono deteriorate. Inoltre il racconto è compilato in una lingua non ancora completamente decriptata, le cui parole sono le caratteristiche fisiche, chimiche, paleontologiche delle rocce. Per di più il "cronista" non ha potuto registrare tutti gli avvenimenti a cui ha assistito. Nelle rocce mancano ad esempio i fossili di organismi formati da soli tessuti molli, per cui il quadro della fauna del passato geologico è alquanto parziale; a volte sedimenti già deposti possono essere successivamente erosi, cancellando così la memoria di quanto precedentemente archiviato.

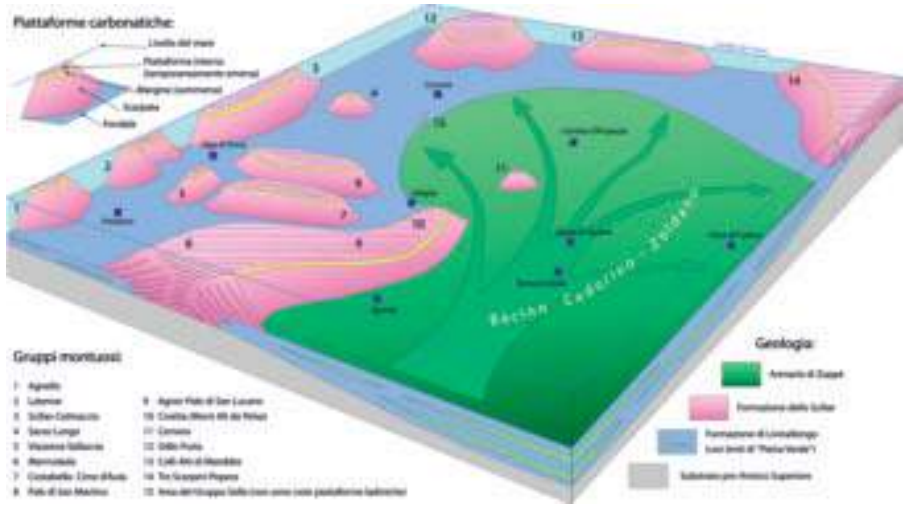
Alcuni caratteri degli strati sono facilmente interpretabili, è intuitivo capire che fossili di conchiglie marine indicano che la roccia si è formata in ambiente marino; strati rocciosi con increspature simili a quelle che si trovano sulle spiagge, dopo il ritiro della marea, suggeriscono che la roccia abbia avuto origine su di un'antica spiaggia. In molti altri casi però la registrazione degli eventi non è sempre facilmente interpretabile e si presta a interpretazioni diverse.

Uno strumento molto efficacie per leggere le "parole" scritte negli strati è stato formulato da J. Hutton e C. Lyell ed è noto come **Principio dell'Attualismo**: i processi geologici e le leggi naturali che agiscono attualmente sulla crosta terrestre hanno agito nel medesimo modo nel tempo geologico, quindi i meccanismi direttamente osservabili in natura possono essere utilizzati per spiegare i processi del passato. La conoscenza approfondita degli ambienti attuali, della loro dinamica, delle trasformazioni chimiche e dell'azione degli organismi è dunque la base da cui si parte per ricostruire la Storia della Terra. Va detto però che questo principio è valido se applicato a rocce relativamente recenti mentre diventa meno efficacie quanto trattiamo eventi molto lontani nel tempo.

Al principio dell'Attualismo si può collegare un altro concetto fondamentale per la comprensione dei processi sedimentari, quello di ***facies*** sedimentaria. Per facies si intende l'insieme dei caratteri fisici (colore, grana, composizione, fossili, strutture sedimentarie...) di un pacco di strati, legati ad un preciso processo sedimentario; riconoscere una serie di facies significa riuscire a ricostruire gli ambienti sedimentari del passato.

Quando su aree molto estese permangono le medesime condizioni di sedimentazione e si deposita nello stesso tempo lo stesso tipo di sedimenti (che portano alla formazione della stessa roccia), siamo in condizioni di i**sopia di *facies***. L'**eteropia di *facies*** si verifica invece quando nel medesimo arco di tempo in ambienti sedimentari diversi sedimentano materiali differenti (che originano rocce diverse).

La stratigrafia si occupa di ricostruire la storia della Terra e in questo è di fondamentale importanza collocare correttamente gli accadimenti nel tem-



Ricostruzione dell'assetto paleoambientale delle Dolomiti nel Ladinico: un variegato arcipelago con "atolli tropicali"; un perfetto esempio di eteropia di facies. Le scogliere organogene (Formazione dello Sciliar) comprendono più ambienti sedimentari (piattaforma interna, barriera sommersa, scarpata di scogliera); il fondo marino è parzialmente riempito da materiale di normale sedimentazione (Formazione di Livinallongo di ambiente pelagico) e da detriti franati da un'area emersa posta più a Sud (ambiente torbiditico delle Arenarie di Zoppé) (dis. T. Abbà).

po. Esistono due tipologie di datazione delle rocce: la datazione relativa (è venuto prima di..., è venuto dopo di...) e la datazione assoluta, che attribuisce alle rocce un'età "precisa".
La datazione assoluta è fondata sulle equazioni che regolano il decadimento radioattivo e si può eseguire solo su minerali che contengono particolari isotopi. Non c'è una sostanza che permette di misurare bene l'età di tutte le rocce e allo stesso modo in cui servono bilance con diversa precisione per pesare correttamente oggetti differenti, in stratigrafia vengono impiegati per misurare vari isotopi; alcuni (Carbonio 14) sono adatti per misurare con buona precisione l'età degli strati recenti, altri sono più indicati per rocce antiche o antichissime (Rubidio-Stronzio, Uranio-Piombo).
La datazione relativa si basa su due semplici principi: il **Principio di Sovrapposizione stratigrafica**: in una successione di strati, uno strato sta al di sopra di quelli più antichi e al di sotto di quelli più recenti; e il **Principio della successione faunistica**: in una successione di strati i gruppi di organismi fossili sono presenti in un ordine definito con specie che compaiono e si estinguono, costituiscono perciò una registrazione geologica che permette di suddividere la successione in intervalli cronologici. In altre parole gli strati sono datati in base ai fossili in essi contenuti.
Per ricostruire una corretta sequenza di eventi si ricorre anche al **Principio di inclusione e intersezione**: una faglia o un filone sono più recenti della roccia che attraversano, un incluso è più antico della roccia che lo contiene.
I fossili su cui si basa la datazione delle rocce sono detti **fossili guida**; essi appartengono a classi caratterizzate da rapida evoluzione; le singole specie hanno una limitata distribuzione temporale (mediamente sull'ordine del milione di anni) per cui marcano un "ristretto" intervallo di tempo. Esaminando l'evoluzione della vita sulla Terra emerge chiaramente che ogni periodo è contraddistinto da una singolare associazione di organismi diversi, che quindi forniscono le specie di riferimento.
Attualmente datazione assoluta e relativa "vanno a braccetto", perché alcuni strati contenenti fossili guida sono stati datati anche con metodi radiometrici, per cui ai fossili guida è collegata la loro età assoluta.
Il tempo geologico è ripartito secondo un ordine gerarchico. Si hanno due Eoni, l'Eone Criptozoico o della vita nascosta (anteriore a 542 Ma) e l'Eone Fanerozoico o della vita manifesta, quest'ultimo è suddiviso in Ere Geologiche a loro volta ripartite in periodi, i quali comprendono più età. Le rocce affioranti nelle Dolomiti si sono formate in un vasto intervallo di tempo, dal Cambriano al Triassico Superiore.

I NOMI DELLE ROCCE

Mentre per definire una roccia magmatica è sufficiente dire il nome della roccia, per qualificare correttamente una roccia sedimentaria è necessario indicare la formazione a cui essa appartiene; il concetto di formazione supera, infatti, quello di roccia perché contiene riferimenti temporali e spaziali fondamentali per identificare quella particolare roccia.
Una formazione è un corpo roccioso con litologia uniforme, sviluppato arealmente e differenziato dagli strati a letto (che stanno sotto) e a tetto (che stanno sopra); viene distinta sulle carte geologiche con una sigla e un colore e deve possedere una sezione tipo a cui si fa riferimento e che dà il nome alla formazione stessa (es. Formazione di Dont, Calcare di Morbiac...), in molti casi però si utilizzano nomi "sbagliati" entrati in uso corrente (es. Dolomia Principale, Caotico Eterogeneo...). Poiché ogni formazione si è originata in tempi e ambienti diversi rispetto alle altre, studiare una serie di formazioni sovrapposte presenti in un'area equivale a studiare la storia geologica dell'area stessa.

LA TETTONICA

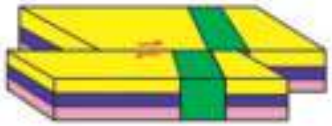
L'impilamento continuo degli strati è possibile solo grazie a un lento e progressivo abbassamento del fondale marino (subsidenza) che permette ai nuovi strati di accumularsi. I movimenti tettonici generano anche le catene montuose (ripiegando e sollevando gli strati) e consentono di osservare le rocce più antiche, nelle valli profondamente erose che attraversano le zone di massimo innalzamento e le più recenti dove l'elevazione è minore e l'erosione poco efficace.
La tettonica si occupa dello studio delle deformazioni che si producono nelle rocce sotto l'azione di forze agenti sulla Terra. Le strutture tettoniche si possono suddividere in deformazioni fragili (faglie) e deformazioni duttili (pieghe).
Le faglie sono fratture del corpo roccioso con spostamento reciproco delle parti (rigetto) lungo la superficie di frattura (piano di faglia, specchio di faglia); quando il piano di faglia è inclinato il blocco posto al di sopra del piano è detto tetto, quello al di sotto letto. Il piano di faglia è speso marcato da una fascia di rocce minutamente fratturate e pertanto più facilmente erodibili, dette cataclasiti. Sulla base del loro movimento le faglie vengono distinte in:
- faglie dirette caratteristiche di una tettonica di tipo distensivo.
- faglie inverse legate ad una tettonica compressiva, quando presentano grandi dimensioni vengono dette sovrascorrimenti.
- faglie trascorrenti, strutture presenti in entrambi i tipi di tettonica.

La combinazione di condizioni trascorrenti e distensive o compressive crea faglie transtensive o transpressive.
Le pieghe si formano in condizioni compressive e, dal punto di vista geometrico, si possono ricondurre a due tipi, anticlinali e sinclinali. L'anticlinale ha la concavità rivolta verso il basso e presenta al nucleo terreni più antichi, la sinclinale ha la concavità rivolta verso l'alto e presenta al nucleo terreni più recenti.

COMPORTAMENTO FRAGILE: FAGLIE

FAGLIA TRASCORRENTE SINISTRA

FAGLIA TRASCORRENTE DESTRA

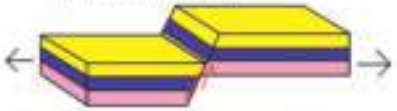


Faglie trascorrenti: il movimento è orizzontale, il piano di faglia verticale. Si possono avere faglie destre (il blocco che sta davanti all'osservatore posto coi piedi sulla faglia si muove verso destra), o sinistre (il blocco davanti si muove verso sinistra).

FAGLIA INVERSA

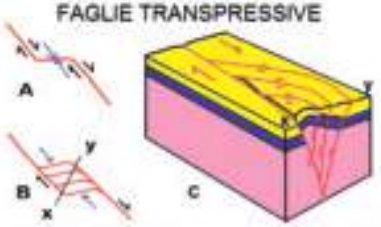
Faglie inverse: il tetto si alza rispetto al letto, sono dovute a compressioni, il piano di faglia ha in genere pendenze basse (intorno ai 30°), il rigetto è verticale e orizzontale.

FAGLIA DIRETTA

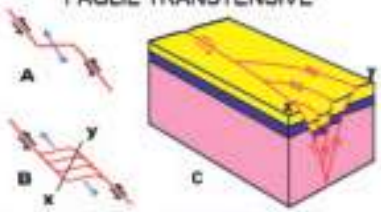


Faglie dirette: il tetto si abbassa rispetto al letto, sono dovute a distensione, il piano di faglia ha in genere pendenze elevate (intorno ai 60°), il rigetto è prevalentemente verticale.

FAGLIE TRANSPRESSIVE



FAGLIE TRANSTENSIVE



Faglie transpressive e transtensive: sono faglie trascorrenti con piano di faglia ricurvo e combinano alla componente trascorrente una componente rispettivamente compressiva e distensiva.

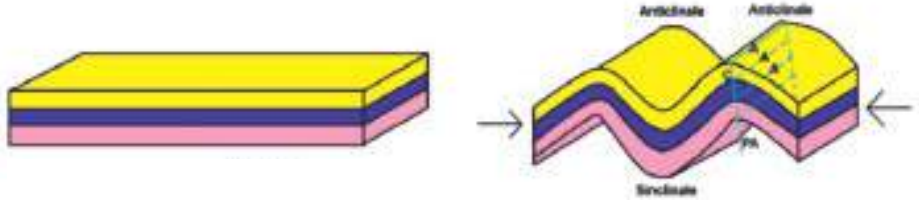
A) La faglia si imposta seguendo discontinuità stratigrafiche o tettoniche esistenti, nella zona centrale di fatto si producono condizioni compressive (o distensive).

B) Le condizioni compressive (o distensive) sviluppate nel segmento centrale causano la fratturazione della roccia e generano nuove faglie.

C) Sezione della struttura in direzione X-Y che evidenzia il movimento differenziale dei blocchi con formazione di una struttura a "fiore positivo" con faglie transpressive (o a "fiore negativo" con faglie transtensive).

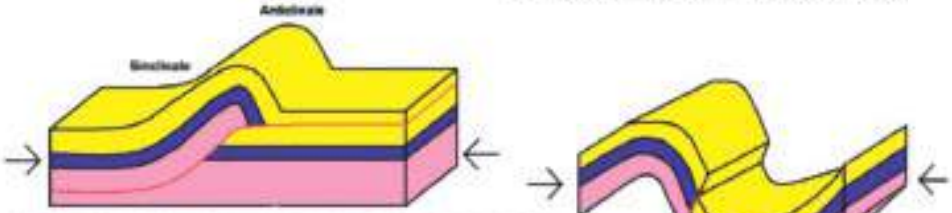
Schema riassuntivo sulle varie tipologie di faglie e pieghe con le loro principali caratteristiche (dis. D.G.).

COMPORTAMENTO DUTTILE: PIEGHE



PIEGA ANTICLINALE E SINCLINALE

I due lati di una piega sono detti fianchi, il luogo di massima curvatura della superficie deformata è l'asse della piega(A) la cerniera è la sua sezione perpendicolare(C) Il piano che contiene tutti gli assi delle varie superfici ripiegate è denominato piano assiale(PA)



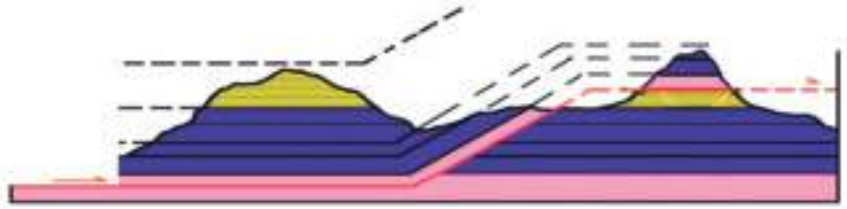
ANTICLINALI E SINCLINALI DI PROPAGAZIONE DI FAGLIA

Anticlinali e sinclinali di propagazione di faglia sono dovute a una risposta plastica degli strati superficiali a sovrascorrimenti profondi che interessano rocce più rigide

PIEGA FAGLIA

Piega-faglia: è una struttura che comporta sia il ripiegamento degli strati che il loro scorrimento

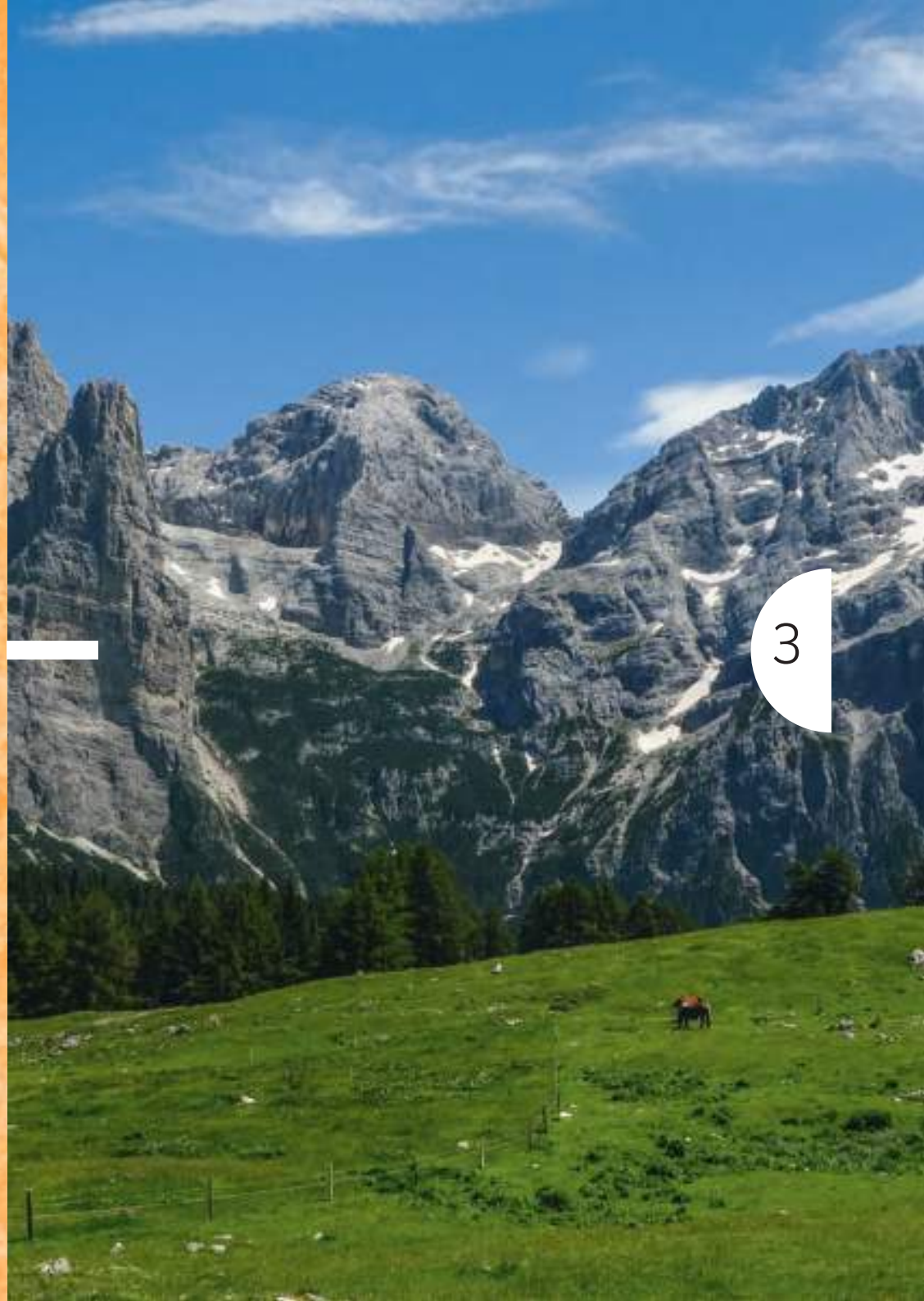
La faglia è una conseguenza dello stiramento dovuto alla piega, in presenza di strati meno plastici.



LEMBI DI RICOPRIMENTO

I lembi di ricoprimento sono strutture dovute alla combinazione fra tettonica ed erosione. Le faglie inverse di grandi dimensioni (sovrascorrimenti) portano a raddoppiamenti della serie stratigrafica; l'erosione elimina parte della copertura e lascia dei resti isolati detti *klippen* o lembi di ricoprimento

STORIA GEOLOGICA DELL'AGORDINO



L'ERA PALEOZOICA

Nei gruppi montuosi delle Pale di San Martino, San Lucano e Civetta, appartenenti al Sistema n. 3 Dolomiti UNESCO, e nella conca Agordina è esposta una serie di strati che copre un intervallo temporale di oltre 300 milioni di anni.

Le rocce più antiche appartengono al Basamento Metamorfico Sudalpino, esso affiora in una fascia che circoscrive Le Pale di San Martino sul lato Sud, da Agordo a San Martino di Castrozza. Le rocce più comuni del basamento sono le filladi quarzifere (rocce molto scistose di colore grigiastro, composte da quarzo, mica e clorite, derivanti dal metamorfismo di argille), ma si trovano anche gneiss (più compatti e di colore bianco o rosato, da metamorfismo di porfido) e prasiniti (verdi e poco scistose, da metamorfismo di basalti).

Datare una roccia metamorfica non è cosa semplice, si può risalire facilmente con metodi radiometrici all'età dell'evento metamorfico mentre è assai più complesso collocare nel tempo le rocce originarie. L'evento responsabile del metamorfismo del basamento è connesso con l'Orogenesi Ercinica, avvenuta nel periodo Carbonifero fra i 300 e i 350 MA.

Recentemente un fortunato ritrovamento di fossili (graptoliti) nelle filladi carboniose di Pontalto ha permesso di datarle a 435 MA nel periodo Siluriano. La revisione di altri dati paleontologici noti (acritarchi del Col di Foglia, vicino ad Agordo) conseguente a questa scoperta, ha rivelato che le filladi affioranti sul Col di Foglia sono rocce del periodo Cambriano e hanno un'età di 510 Ma, si tratta delle rocce datate paleontologicamente più antiche delle Alpi e dell'Italia peninsulare.

Filladi del Col di Foglia, le più antiche rocce delle Dolomiti (foto D.G.).

Queste rocce sono state sottoposte ad un primo spianamento dopo l'Orogenesi Ercinica, nel periodo Permiano. Nella regione dolomitica lo smantellamento della Catena Ercinica ha condotto alla deposizione, direttamente sulle filladi, di un pacco di strati discontinuo e di spessore variabile noto come Conglomerato di Ponte Gardena. Si tratta di un conglomerato di origine torrentizia deposto da corsi d'acqua occasionali simili agli *uadi* del deserto del Sahara. Lungo la strada che da Passo Cereda scende verso la Valle del Mis è possibile osservare da vicino la roccia composta da ciottoli di quarzo, filladi e gneiss immersi in un'abbondante matrice di arenaria rossastra, la stratificazione è grossolana e caotica. Il Conglomerato di Ponte Gardena è detto anche "Con-

glomerato Basale" perché costituisce la prima roccia sedimentaria della serie stratigrafica delle Dolomiti, essa risale al periodo Permiano inferiore (circa 295 Ma).
Il paesaggio collinare, spianato dall'erosione venne sconvolto, 280 MA, da un importante evento vulcanico che coinvolse in prevalenza le Dolomiti Occidentali. L'effusione di colate laviche alternate a rocce piroclastiche (dette ignimbriti) produsse un massiccio piastrone spesso quasi 2 km ed esteso per oltre 2.000 km^2 noto come Piattaforma Porfirica Atesina. La messa in posto dei porfidi, rocce tenaci, ma relativamente leggere, ha cambiato il destino dell'area trentina (un blocco rigido e leggero) meno soggetta allo sprofondamento rispetto a quella bellunese, determinando, in sostanza, le linee guida per l'evoluzione della sedimentazione e lo sviluppo del futuro paesaggio delle Pale di San Martino e del Civetta; la Valle del Cismon rappresenta sostanzialmente il limite orientale delle rocce vulcaniche anche se livelli di porfido si rinvengono fino in valle del Biois (Cascata delle Barezze, Falcade).

Cessata l'attività effusiva i rilievi vulcanici furono "prontamente" aggrediti dall'erosione. Il clima locale nel Permiano superiore (260 Ma) era particolarmente secco e poco favorevole allo sviluppo di processi di alterazione chimica, per cui minerali generalmente instabili (mica e feldspati) sono sedimentati assieme a granuli stabili come il quarzo, costituendo le Arenarie di Val Gardena. La roccia presenta in prevalenza un colore su tonalità rossastre caratteristico degli strati che si depositano in ambienti ricchi di ossigeno, conserva gli stessi minerali e un aspetto molto simile al porfido, se non fosse per la stratificazione e la presenza di orizzonti o strati grigiastri si potrebbe addirittura scambiarla per porfido. Le Arenarie di Val Gardena sono rocce erodibili e degradabili, per questo affiorano in modo piuttosto discontinuo attorno al Gruppo delle Pale: in Val Cordevole, Val del Mis, Val Cismon, Passo Rolle, Passo Valles, Val del Biois.

I porfidi affioranti alla Cascata delle Barezze, in comune di Falcade, rappresentano il limite orientale della Piattaforma Porfirica Atesina (foto D.G.).

Arenarie di Val Gardena, Torrente Gavon, Falcade, (foto D.G.).

Con la fine dell'era Paleozoica (255 Ma) il continente delle arenarie rosse venne coinvolto in un lento abbassamento del suolo (*subsidenza*) e a poco a poco fu invaso dal mare (*trasgressione*). In un primo tempo si formarono lagune e bassi fondali morfologicamente simili a quelli della fascia costiera adriatica (Grado, Venezia, Chioggia). Il clima tropicale caldo e arido provocava una forte evaporazione dagli specchi d'acqua costieri e dalle lagune. Un processo analogo a quello che si verifica nelle saline determinava la precipitazione del solfato di calcio presente nell'acqua, originando estesi depositi evaporitici (anidrite e gesso) e subordinatamente marne e dolomie cariate. Successivamente la lenta ma inesorabile avanzata del mare provocò un approfondimento delle acque, il cambiamento dell'ambiente ora più favorevole allo sviluppo della vita di alghe, coralli e molluschi, permise la sedimentazione di calcari bituminosi nerastri relativamente ricchi di fossili. Il nome attribuito a questi strati rocciosi, Formazione a Bellerophon, deriva dalla presenza in essi di questo particolare e curioso gasteropode.
La composizione litologica (marne, gessi, dolomie cariate, calcari bitumi-

nosi) e la sottile stratificazione fanno della Formazione a Bellerophon un orizzonte particolarmente erodibile e generalmente poco appariscente nel paesaggio dolomitico con l'eccezione di alcune vistose forme di erosione come il grande calanco delle Marmolade in valle del Biois.
L'era Paleozoica si conclude nelle Dolomiti con la deposizione dei primi livelli della Formazione di Werfen, il Membro di Tesero. In questo modesto pacco di strati è registrata la più grande estinzione di massa della storia della Terra, gli scienziati sono propensi a ritenere che essa sia stata provocata da immani e persistenti eruzioni vulcaniche (generate da *superplume*) avvenute nell'area cinese e siberiana (in quest'ultima si stima siano stati emessi più di 2 milioni di km^3 di lava), le quali avrebbero determinato cambiamenti globali nell'atmosfera e nell'idrosfera tali da giustificare le dimensioni della catastrofe.

L'ERA MESOZOICA

La Formazione di Werfen è costituita da un consistente pacco di strati che nell'insieme presenta caratteristiche simili (rocce calcareo-marnose, siltoso-arenacee, sottilmente stratificate e quindi facilmente erodibili), ma se guardiamo nel particolare la composizione litologica e i caratteri sedimentologici mutano in continuo. Questa variabilità ha spinto i geologi a suddividere la formazione in 9 membri (un membro è un'unità litostratigrafica di ordine gerarchico inferiore rispetto alla

Marne, dolomie cariate e calcari della Formazione a Bellerophon lungo il Torrente Rova, Agordo.

formazione), al fine di riconoscere in ciascuno di essi una maggior uniformità.
Gli strati rocciosi appartenenti alla F. di Werfen sono il risultato di un lungo periodo di sedimentazione in ambiente marino costiero. L'azione combinata di più fattori (subsidenza, sedimentazione e oscillazioni del livello del mare) ha prodotto cambiamenti ambientali che si sono succeduti per tutto il Triassico Inferiore (251-247 MA). La grande diffusione di impronte del moto ondoso (*ripple*) nelle rocce siltoso-arenacee del Membro di Campil o nelle calcareniti del Membro di Cencenighe testimoniano ambienti di spiaggia, così come le sabbie oolitiche del membro dell'Oolite a Gasteropodi, simili a quelle presenti sulle spiagge delle isole Bahama. I calcari marnosi ricchi di bivalvi del genere *Claraia* del Membro di Siusi richiamano invece una piana di marea con bassi fondali, soggetti saltuariamente all'azione del moto ondoso. Il Membro di Val Badia con le sue ricche associazioni paleontologiche (bivalvi, gasteropodi del genere *Natiria* e ammoniti del genere *Tirolites*) denota ambienti marini un po' più profondi, al di sotto dell'azione del moto ondoso. La F. di Werfen "circonda" l'intero Gruppo delle Pale ed è la formazione più antica affiorante in Valle di San Lucano e in Val Corpassa.

Nella prima parte del Triassico i mutamenti ambientali si succedevano nel tempo, ma gli ambienti sedimentari interessavano contemporaneamente aree molto vaste (*isopia di facies*).
Nell'Anisico (247-242 MA) la situazione diventò più complessa, la microplacca in cui era posta quella che diverrà la regione dolomitica, collocata fra Laurasia (nord) e Gondwana (Sud), fu coinvolta nei movimenti delle placche litosferiche, soggetta a forti deformazioni tettoniche e a una continua subsidenza. Zone emerse, soggette ad erosione e fonti di detrito si alternavano a bassi fondali, su cui attecchivano comunità algali (stromatoliti) e a zone bacinali più profonde che accoglievano fanghi e detriti carbonatici. Le Dolomiti nell'Anisico apparivano dunque come un complesso mosaico di ambienti diversi in continua evoluzione sia per l'attività tettonica sia per le variazioni del livello del mare.
I geologi hanno riconosciuto tre episodi di abbassamento e successivo innalzamento del livello del mare (cicli sedimentari) ciascuno dei quali è contraddistinto da un livello di conglomerati che corrispondono alla fase erosiva (regressione) con livello del mare basso; una formazione di ambiente palustre, lagunare, di prodelta, talvolta anossico; un bancone di dolomie stromatolitiche di piattaforma carbonatica, ambiente ideale per la proliferazione di alghe e coralli (trasgressione).
Il quadro delineato fa capire come mai un così elevato numero di formazioni

Ripple da onda negli strati arenacei del Membro di Campil, Formazione di Werfen, lungo il T. Cordevole, presso Avoscan di S. Tomaso Agordino (foto D.G.).

siano sedimentate in un "breve" intervallo di tempo. Anche in una piccola area come quella delle Pale-Civetta si osservano notevoli differenze nelle serie stratigrafiche locali (*eteropia di facies*).
Inoltre più a oriente un'importante paleofaglia, nota come Linea del Civetta, sviluppata in direzione NNO-SSE e ancora riconoscibile nell'attuale assetto geografico (lungo l'allineamento Val di Pecol, F.lla della Grava, Valle della Grava, P. Duran, F.lla Dagarei) accentuava le differenze batimetriche fra l'area di acque basse delle Pale-Civetta e lo Zoldano, caratterizzato invece da successioni stratigrafiche di acque più profonde (Formazione di Dont, Formazione del Monte Bivera, Formazione dell'Ambata).

Il luogo più adatto per osservare i rapporti fra le formazioni anisiche è rappresentato dalla Valle di San Lucano, qui l'erosione ha permesso di accedere direttamente agli strati che stanno alla base della scogliera delle Pale-Civetta. L'Anisico è rappresentato da 7 formazioni. Inizia con la Dolomia del Serla inferiore, un bancone di dolomie grigio-giallastre spesso una decina di metri; una superficie di erosione la separa dal Conglomerato di Voltago (arenarie debolmente conglomeratiche rossicce) o dalla Formazione di Agordo, un bancone di arenarie, calcareniti, calcari marnosi scuri, dove è stata recentemente rinvenuta un'interessante associazione di vegetali fossili (equiseti, felci e conifere).
Il Conglomerato di Richthofen è poco significativo ed è costituito da pochi strati di arenarie rossastre (*facies* di piana alluvionale), ricoperte da marne e calcari marnosi grigi ricchi di gasteropodi e resti vegetali. Localmente questi strati passano in modo graduale agli strati grigio scuri, leggermente nodulari, tipici del Calcare di Morbiac, altrove in modo più netto alle dolomie massicce della Formazione del Contrin.

Alla base delle vertiginose pareti delle Pale di S. Lucano o del Monte Alto

Boral di Lagunàz, il profilo che evidenzia il diverso grado di erodibilità delle formazioni anisiche, permette di riconoscere in basso la Formazione di Agordo (paretina), il Conglomerato di Richthofen (rossiccio eroso), il Calcare di Morbiac (grigio con profilo a gradinata) e la Formazione del Contrin, parete compatta verticale (foto D.G.).

di Pelsa il primo gradino, spesso oltre 400 metri, è rappresentato dalla Formazione del Contrin di ambiente marino poco profondo e ben ossigenato (piattaforma carbonatica), dove proliferavano alghe verdi (diplopore) e alghe cianoficee incrostanti. In questa zona l'intensa dolomitizzazione ha cancellato in gran parte le originarie strutture degli strati.
La tettonica distensiva anisica è testimoniata dalla Formazione di Moena, deposta in una stretta fossa tettonica e composta da calcari bituminosi, brecce carbonatiche scure a clasti della F. del Contrin. I migliori affioramenti della F. di Moena sono ubicati nei pressi di Pont in Val Bordina.
Sul versante sinistro della Valle, alla base dell'edificio delle Pale di S. Lucano, è possibile osservare dettagliatamente l'evoluzione del margine piattaforma-fossa avvenuto grazie una serie di faglie dirette disposte a gradinata.

La frammentazione ambientale anisica ha influenzato anche la paleogeografia ladinica. Sulle aree poco sprofondate circa 242 MA attecchirono più nuclei di scogliere organogene che poi si unirono a formare l'edificio Pale di San Martino - San Lucano - Civetta. Nell'area della Val Bordina permase una fossa tettonica dove sedimentarono la Formazione di Moena e la Formazione di Livinallongo, non è un caso se l'edificio delle Pale di San Lucano presenta una rientranza proprio in quest'area.
La scogliera si sviluppò e crebbe in modo piuttosto veloce, il tasso di subsidenza nel Ladinico era elevato e gli organismi costruttori (batteri, alghe, coralli, spugne), in grado di fissare il carbonato di calcio, per rimanere vicino alla zona fotica dovettero intensificare la loro azione accrescendo l'edificio in senso verticale (aggradazione) e contemporaneamente in senso orizzontale (progradazione).

Nelle scogliere organogene attuali si distinguono tre ambienti molto diversi: la laguna interna, caratterizzata da una sedimentazione tranquilla di fanghi carbonatici in strati orizzontali; la barriera "corallina" costruita dagli scheletri calcarei di coralli, alghe, spugne e altri organismi biocostruttori; la scarpata di scogliera riconoscibile per la sedimentazione su pendio (clinostratificazione) dei materiali strappati via dalla barriera dalle onde e dagli uragani e rotolati verso il fondale marino.
Recenti studi, svolti in special modo sul Latemar, hanno modificato questo modello. Il Latemar è sfuggito alla dolomitizzazione che ha pervaso gran parte dei gruppi dolomitici e nei suoi strati calcarei sono conservati fossili e strutture sedimentarie che delineano una situazione diversa.
In questa nuova concezione, riguardante la Formazione dello Sciliar, l'azione bio-costruttrice è svolta in netta prevalenza da batteri fissatori di carbonato di calcio e in modo nettamente subordinato da coralli e alghe verdi. A differenza delle attuali scogliere coral-

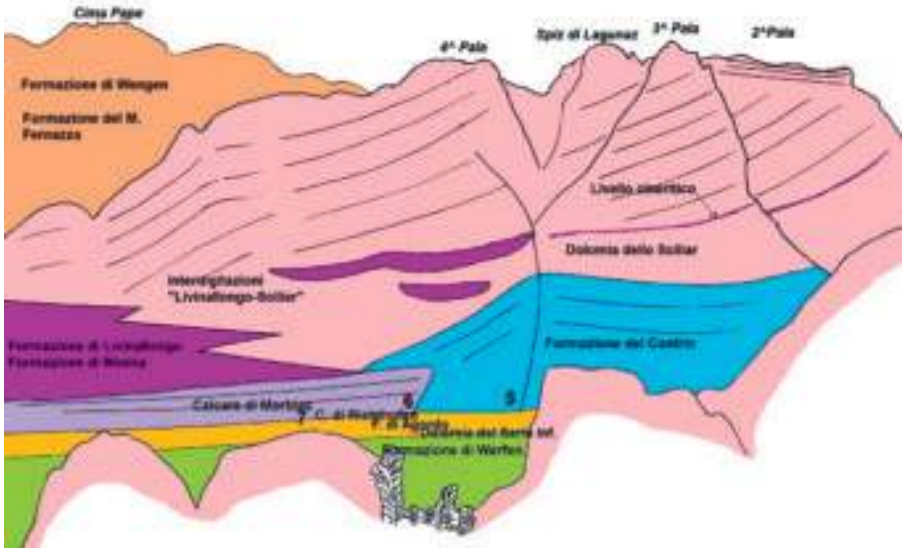
line, che per proliferare hanno bisogno di molta luce, nelle scogliere ladiniche i margini bio-costruiti erano completamente sommersi e attivi fino ad una profondità di 200-250 metri.
Non c'era una vera laguna, quanto piuttosto un piattaforma interna in cui l'azione incrostante dei batteri era particolarmente elevata; essi intrappolavano fango carbonatico creando delle ampie strutture cupoliformi (*mud mound*) che costituivano la parte più elevata della piattaforma, l'unica soggetta ad emersioni.
In origine la scogliera delle Pale-Civetta era di calcare (come la Marmolata e il Latemar), solo in un secondo tempo è stata implicata nel processo di dolomitizzazione che ha condotto alla trasformazione, peraltro non completa nelle Pale di S. Martino, S. Lucano e Civetta, del calcare in dolomia. Recentemente le formazioni di piattaforma carbonatica ladinica (Calcare della Marmolada e Dolomia dello Sciliar) sono state riunite nella Formazione dello Sciliar.

La vita delle scogliere cessa al passaggio Ladinico-Carnico. La causa della loro fine è stata un tempo imputata agli eventi vulcanici che hanno colpito le Dolomiti nel Ladinico Superiore (238 Ma), secondo questa ipotesi l'emissione di lave e ceneri vulcaniche avrebbe cambiato il chimismo e reso torbida l'acqua del mare facendo cessare l'attività di alghe e coralli. Recenti indagini hanno stabilito che l'azione bio-costruttrice di batteri alghe e coralli continuò durante il vulcanesimo, ma fu interrotta da un abbassamento del livello del mare che portò all'esposizione subaerea di una buona parte delle scogliere, compresa quella delle Pale di San Martino-Civetta, causando l'incarsimento della superficie emersa e favorendo la dolomitizzazione delle rocce della scogliera.
L'edificio delle Pale di San Martino è scolpito interamente nella Formazione dello Sciliar, le rocce di ambiente bacinale deposte contemporaneamente alle scogliere affiorano estesamente a Sud del M. Agner, in Val Gares, in Valle di San Lucano; qui è possibile osservare direttamente i rapporti fra la piattaforma delle Pale di S. Lucano che progradando sul bacino, ricopre, a poco a poco, la Formazione di Livinallongo.
Nel Gruppo Civetta-Moiazza solo l'area nord-occidentale corrisponde, per la parte inferiore del massiccio, con la scogliera medio-triassica, in questa zona nettamente più stretta e allungata rispetto al vicino gruppo delle Pale di S. Martino.
La terminazione verso meridione della scogliera ladinico-carnica è esposta sul fianco Sud-Est del Monte Framont (Corno del Framont); qui le clinostratificazioni si interdigitano con le formazioni bacinali e vengono ricoperte dalle rocce vulcaniche e vulcanoclastiche; le propaggini orientali della scogliera arrivano fino al M. Coldai, ma il fianco settentrionale è ben conservato e visibile solo sul versante nord-occidentale del M. Alto di Pelsa-Palazza Alta-M. Pighera.

Alla fine del Ladinico (238 Ma) l'area dolomitica fu sconvolta da un importante evento magmatico e tettonico. Due

L'altopiano delle Pale di San Martino dalla Croda Granda. L'altopiano corrisponde alla piattaforma interna dove si sono deposti fanghi carbonatici in strati orizzontali poco disturbati. Verso destra (Pale del Balcon) si possono individuare le clinostratificazioni corrispondenti alla scarpata di scogliera. Si riconosce, quasi al centro dell'altopiano, un frammento risparmiato dall'erosione della scogliera carnica (foto D.G.).

Il gruppo delle Pale di San Lucano dalla località "Le Larghe" (foto D.G.).



Schizzo geologico riguardante l'immagine precedente. Questa sezione si presta bene per identificare i rapporti fra scogliera e bacino con la scarpata di scogliera delle Pale di San Lucano in Dolomia dello Sciliar che prograda lateralmente ricoprendo i depositi bacinali della F. di Livinallongo e interdigitandosi con essi.
Nelle Pale di S. Lucano è inoltre possibile osservare i rapporti fra le clinostratificazioni della scarpata di scogliera e gli strati orizzontali deposti nella laguna interna dell'atollo, che le ricoprono (disegno D.G.).

vulcani con rispettivi plutoni si svilupparono nell'arco di 500.000 anni nella zona di Predazzo e dei Monzoni. Del "vulcano di Predazzo" collassato con lo svuotamento della caldera rimangono poche testimonianze. Il "vulcano dei Monzoni", che raggiunse probabilmente dimensioni maggiori di quelle dello Stromboli, fu demolito dall'erosione subaerea, lasciando grande traccia di sé grazie all'enorme quantità di materiali che, alla fine del Ladinico, riempì gran parte del bacino.
Il vulcanesimo ladinico ha interessato direttamente il Gruppo delle Pale, vari filoni di andesite (roccia di color verde contenente pirosseni e plagioclasi) attraversano la Formazione dello Sciliar nel Nord della catena (M. Mulaz, M. Focobon), a Passo Rolle e sul M. Castellazzo; alcuni si spingono molto a Sud (Pale del Balcon, Croda Granda).
Ma l'area maggiormente soggetta ai fenomeni vulcanici (sottomarini) è quella ubicata a Nord delle Pale di S. Lucano dove la scarpata di scogliera venne ricoperta da lave a cuscino, lave colonnari e si intruse a bassa profondità nella F. di Livinallongo un laccolite (piccolo plutone con forma a lente piano-convessa) a composizione media monzonitica. Nell'alta Val Bordina (Val di Reiane, Val di Gardès) la morfologia è condizionata per gli aspetti più appariscenti dal contrasto rocce vulcaniche-rocce carbonatiche.

Sulle rocce magmatiche poggiano le cosiddette vulcanoclastiti (rocce costituite da materiali di origine vulcanica, disgregati e successivamente litificati) della Formazione del M. Fernazza e grosse bancate di Conglomerato della Marmolada (membro più grossolano della Formazione di Wengen).
Le vulcanoclastiti della Fernazza sono rocce di color verde scuro, di aspetto arenaceo, massicciamente stratificate o in grosse bancate, derivano dalla minuta frammentazione per shock termico delle lave basaltiche effuse sul fondale marino.
Il Conglomerato della Marmolada è composto da blocchi e ciottoli lavici arrotondati, materiali erosi dal rilievo vulcanico dei Monzoni che, dopo un trasporto di tipo torrentizio e una deposizione temporanea in ambiente di spiaggia, sono risedimentati per frane e colamenti, formando grandi conoidi sottomarini. Nella zona di Cima Pape il conglomerato raggiunge l'elevato spessore di 1300 metri e ricopre la scarpata di scogliera delle Pale-Civetta, un formidabile ostacolo verso Sud per il flusso delle frane sottomarine.
Nel Carnico (237 Ma) in seguito ad un innalzamento del livello del mare la regione dolomitica si ritrovò ancora nelle condizioni più adatte alla crescita di scogliere organogene. Nuove comunità formate in prevalenza da coralli con spugne e alghe ripresero a proliferare in varie zone delle Dolomiti. Questa nuova generazione di piattaforme carbonatiche, da cui ebbe origine la Dolomia Cassiana, si sviluppò in un contesto tettonico diverso dalle precedenti, con un tasso di subsidenza molto inferiore a quello che aveva caratterizzato il Ladinico, per cui esse crebbero più lateralmente (progradazione) che verso l'alto (aggradazione) assumendo l'aspetto di una barriera corallina che progressivamente avanzava sui bacini circostanti colmandoli.
Nel Gruppo delle Pale la Dolomia Cassiana non è particolarmente diffusa, smembrata dall'erosione è presente in modeste plaghe sul M. San Lucano e sull'Altopiano delle Pale. I rapporti fra le due piattaforme carbonatiche sono esposti attorno al rilievo di q. 2665, a Nord della Riviera di Manna, in pieno altopiano delle Pale. La piattaforma carnica poggia con contatto erosi-

Affioramento di lave a fessurazione colonnare nel Gruppo di Cima Pape (foto D.G.).

Immagine ripresa dalle Pale del Balcon verso Le Pale di San Lucano, dietro spunta il gruppo Civetta-Moiazza. Le Pale di San Lucano rappresentano una situazione eccezionale per osservare lo sviluppo delle scogliere ladinico-carniche. Nell'edificio delle Pale si riconosce la prima generazione di scogliere (F. dello Sciliar prevulcanica e sinvulcanica), con le clinostratificazioni ricoperte dagli strati orizzontali della laguna interna, la soprastante scogliera carnica (Monte San Lucano) e la scarpata di scogliera ricoperta dai depositi vulcanici e vulcanoclastici (foto D.G.).

vo sulla superficie di emersione della Dolomia dello Sciliar. Il contatto è evidenziato dalla presenza di sedimenti calcarei contenenti minerali di origine vulcanica, con *facies* caratteristiche di ambienti di spiaggia, l'aumento della profondità è sottolineato dalla presenza di tappeti algali (stromatoliti) con alghe dasicladacee.

Nella zona del Civetta (Cima M. Alto di Pelsa, Col Rean, Coldai, Corno del Framont) le dolomie dell'imponente scogliera ladinica (Formazione dello Sciliar) sono ricoperte dalla Dolomia Cassiana di spessore assai più modesto. Nei bacini marini poco profondi, adiacenti alle scogliere carniche, si sedimentavano materiali terrigeni andando a formare calcareniti, arenarie, argille con elevata componente vulcano-clastica da cui ebbe origine la formazione di San Cassiano.

I rapporti stratigrafici fra la Dolomia Cassiana e la Formazione di S. Cassiano sono analoghi a quelli fra Dolomia dello Sciliar (scogliera) e F. di Livinallongo (bacino) che hanno caratterizzato il Ladinico.

La barriera corallina carnica estendendosi lateralmente (progradazione) riempì quasi completamente il bacino, le "ultime buche" furono colmate da una varia e complessa serie di strati (calcareniti, marne, arenarie) appartenenti alla Formazione di Heiligkreuz.

Alla fine del Carnico un nuovo abbassamento del livello del mare riportò la regione dolomitica ad un assetto ambientale simile a quello del Trias inferiore con bassi fondali, lagune, spiagge, passanti verso Sud ad un'area emersa e soggetta ad erosione; è in questo ambiente che si depositò la Formazione di Travenanzes. C'è però una notevole differenza con la situazione di inizio Triassico; l'esame delle successioni carniche più meridionali delle Dolomiti (Tamer, Piz Sagron) mostra un'intensa frammentazione ambientale testimoniata dalla presenza di conglomerati fluviali, gessi, calcari, arenarie, marne.

Formazione di Travenanzes contraddistinta dalle classiche tinte rossicce, alla base delle pareti della Moiazza, nei pressi di Col dell'Orso (foto D.G.).

Nel Gruppo del Civetta e più precisamente nella zona compresa fra il Framont e la Moiazza, vi sono prove che indicano una fase di instabilità tettonica contemporanea alla deposizione della Formazione di Heiligkreuz e della

Sul Monte Alto di Pelsa una cengia separa la piattaforma carnica (Dolomia Cassiana) nella quale è scolpita la cima, da quella ladinica (Formazione dello Sciliar) sottostante (foto D.G.).

Formazione di Travenanzes; quest'ultima nell'ambito del gruppo del Civetta presenta notevoli variazioni di spessore. Sul M. Coldai, versante orientale del Gruppo, manca completamente e la Dolomia Principale poggia direttamente sulla Dolomia Cassiana.

Nel Trias superiore (227-201 Ma) la nostra regione faceva parte di un'enorme piana di marea sulla quale si depositarono i fanghi carbonatici da cui ha avuto origine la Dolomia Principale; l'uniformità dell'ambiente di sedimentazione maschera gli effetti della tettonica sinsedimentaria, ma osservando spessori e distribuzione delle facies della Dolomia Principale emerge che anche durante il Trias superiore la regione presentava un certo grado di instabilità. Nell'area del Civetta la subsidenza era moderata, si depositarono circa 300-400 metri di dolomie, ma già nella vicina Moiazza lo spessore della Dolomia Principale si aggira sui 600-700 metri; mentre poco più a Sud, sui Monti del Sole supera i 1000 metri.
Alla fine del Triassico (201 Ma) la vastissima piana tidale fu coinvolta in un processo di rifting che attraverso l'azione di un insieme di faglie dirette, suddivise la piana in zone depresse dette bacini (*graben* o fosse tettoniche) e in zone tettonicamente elevate dette piattaforme (*horst* o pilastri tettonici). Si delineò così il Bacino Bellunese, un solco stretto e allungato in direzione meridiana, insinuato fra la Piattaforma Trentina a Ovest e la Piattaforma Friulana a est.

Cima della Busazza, Torre Trieste, Cima delle Sasse e Moiazza da Malga Pelsa. La parte inferiore delle pareti è scolpita nella Dolomia Principale, quella superiore in Calcari Grigi (più compatti), il passaggio è sottolineato da un'interruzione della pendenza (foto D.G.).

Nel Giurassico inferiore le Dolomiti erano collocate sul margine orientale della Piattaforma Trentina e facevano inizialmente parte di una piana di marea più ristretta che si evolse in una piattaforma carbonatica. L'ambiente era di acque leggermente più profonde da cui emergevano isolotti contornati da cordoni di sabbie carbonatiche; in queste condizioni si depositarono fanghi carbonatici (raramente con stromatoliti) e calcareniti oolitiche bianco-nocciola con laminazioni inclinate o incrociate, prodotte per sedimentazione di granuli provenienti dalla piattaforma interna sotto l'azione delle correnti e del moto ondoso. Dalla deposizione di questi materiali hanno avuto origine i Calcari Grigi. Una recente revisione stratigrafica ha elevato i Calcari Grigi dal rango di Formazione a quello di Gruppo, ma nelle Dolomiti essi non possiedono le caratteristiche peculiari dell'area tipo per cui si è preferito utilizzare il termine più generico e conosciuto di Calcari Grigi.
Alla fine del Lias (174 Ma) sul margine orientale della Piattaforma Trentina si manifestò una netta tendenza allo sprofondamento. I Calcari Grigi nelle Alpi Feltrine e nelle Dolomiti Ampezzane terminano con un pacco di strati di colore rossiccio, composto in prevalenza da frammenti di echinodermi e interpretato come prodotto della sedimentazione di onde di sabbia spostate dalle correnti su una piattaforma carbonatica sommersa; questi strati erano originariamente presenti in tutta l'area dolomitica comprese Pale e Civetta.
Con il Dogger (174-163 Ma) la subsidenza coinvolse direttamente la Piattaforma Trentina che collassò ben al di sotto del livello del mare. L'annegamento determinò un brusco calo negli apporti di detriti carbonatici. La presenza di lacune stratigrafiche (*hard ground*) e di rocce come il Rosso Ammonitico, tipico di ambienti caratterizzati da scarsa velocità di sedimentazione, indicano un ambiente pelagico, lontano da terre emerse, il contenuto paleontologico (alghe e coralli) e le strutture sedimentarie sembrano indicare profondità inferiori ai 150-200 metri.
Nel Trias superiore la subsidenza della piana di marea non era uniforme, le zone che sprofondavano più velocemente richiamavano i sedimenti colmandosi e mantenendosi così a profondità simili a quelle meno subsidenti, con la frammentazione della Pangea solo Piattaforma Trentina e Piattaforma Friulana riuscirono inizialmente a mantenere una posizione elevata, il Bacino Bellunese fu da subito soggetto ad un affondamento più rapido che poi coinvolse anche la Piattaforma Trentina (Giurassico superiore) e quella Friulana (Cretaceo superiore). Lo sprofondamento della regione portò all'accumulo di una serie di terreni, quasi completamente erosi nelle Dolomiti, che documentano un continuo aumento della profondità dei fondali marini.

L'OROGENESI ALPINA

Nel Trias superiore con l'inizio della frammentazione della Pangea, nella nostra regione si instaurarono condizioni tettoniche distensive, prima si delinearono Piattaforma Trentina e Bacino Bellunese e poi il lento sprofondamento permise, nel Giurassico e nel Cretaceo inferiore, la deposizione di una considerevole pila di sedimenti.

Nel Cretaceo superiore (attorno ai 90 Ma) i movimenti delle placche subirono un radicale mutamento, placca africana e placca europea iniziarono ad avvicinarsi producendo le condizioni compressive responsabili dell'Orogenesi Alpina, che coinvolge ancora Alpi e Prealpi Bellunesi.

La prima fase dell'orogenesi (Eoalpina) non interessò direttamente e in modo significativo la nostra regione. Studi effettuati in zone limitrofe hanno rivelato che in questa fase è avvenuta la subduzione e la totale consunzione di un piccolo ramo oceanico (Oceano Ligure) che separava la placca Africana a Sud da quella Europea a nord, con la formazione di un arco vulcanico, una situazione geologica per certi versi simile alla cordigliera delle Ande, ma di dimensioni decisamente molto inferiori.

Nell'Eocene (55-34 Ma) e nell'Oligocene inferiore (34-28 Ma) la regione dolomitica, ancora sommersa dal mare, è stata sottoposta ad una compressione sviluppata in direzione circa ENE-OSO (fase Mesoalpina o Dinarica) che ha condotto allo sviluppo di pieghe e ampi sovrascorrimenti vergenti verso Ovest. I resti di queste strutture, detti lembi di ricoprimento, sono riconoscibili sul gruppo Civetta-Moiazza, la loro presenza sulla cima delle montagne aveva fatto nascere, un tempo il nome curioso di "sovrascorrimenti di vetta". Ora sappiamo che in realtà queste masse anomale, formate da strati contorti e discordanti rispetto agli strati sottostanti, non sono altro che ciò che rimane di grandi coltri di ricoprimento (*thrust*) quasi completamente smantellate dall'erosione.

Nel Bellunese (in senso lato) la sedimentazione proseguì durante la fase Mesoalpina con rocce di ambiente marino sempre più sottile, la loro deposizione precede l'ultima fase del corrugamento (Neoalpina) nella quale anche questi strati sono stati direttamente coinvolti.

L'EMERSIONE

La fase Neoalpina viene comunemente associata a una compressione Nord-Sud, ma un esame più dettagliato delle strutture tettoniche ha reso possibile una maggior precisione nella ricostruzione dell'evoluzione tettonica della nostra regione. All'inizio (27-16 Ma) la tettonica era puramente compressiva con massima compressione in direzione NNE-SSO, successivamente (14-8 Ma) la direzione di massima compressione diventa NNO-SSE, per poi assumere (8-4 Ma) direzione NO-SE e carattere prevalente trascorrente (fase Adriatica, ancora in atto).

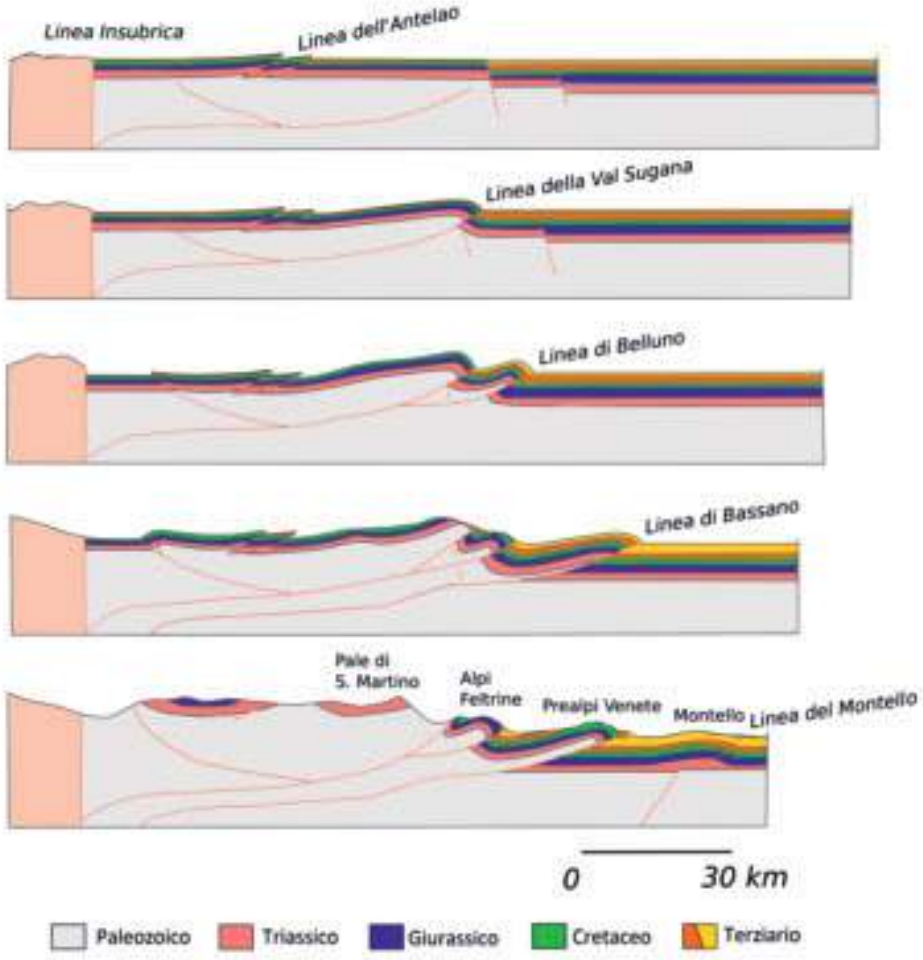
L'esame delle successioni stratigrafiche terziarie ha permesso di ricostruire dettagliatamente le fasi del sollevamento. Nelle serie terrigene terziarie (molasse), del Bellunese e della fascia prealpina, che vanno dal Chattiano al Langhiano (25-14 milioni di anni), i clasti (in prevalenza di natura metamorfica) delle arenarie indicano come sorgente le rocce del Basamento Australpino (Alti Tauri, a Nord della Val Pusteria-Gail Tal).

Nel Serravalliano (12 Ma) i flussi provenienti da Nord vengono ostacolati dal sollevamento di parte delle Alpi Meridionali (fase Neoalpina con compressione NNO-SSE), infatti i sedimenti successivi (di età tortoniano-messiniana, 10-5 Ma) sono dominati da frammenti litici calcareo-dolomitici, provenienti proprio dall'erosione dell'area dolomitica. L'impostazione del reticolo idrografico attuale della Regione Dolomitica risale quindi a questo periodo.

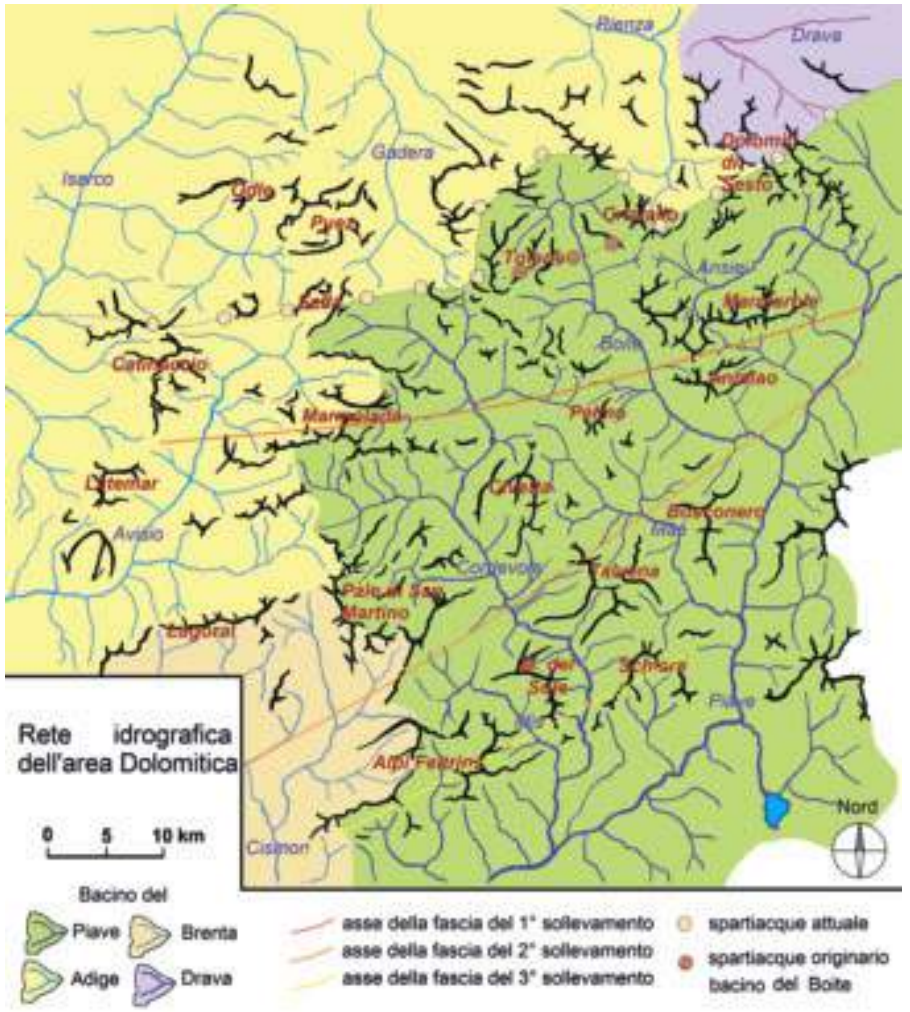
La prima zona soggetta a sollevamento, per l'azione di una serie di sovrascorrimenti pellicolari, è stata individuata in una fascia che attraversa i gruppi della Marmolada e dell'Antelao (Sovrascorrimenti dell'Antelao). Dobbiamo immaginare comunque un rilievo debole, poco accentuato, simile per forma al Montello, ma più esteso in senso longitudinale. La posizione dell'attuale spartiacque più arretrata rispetto alla zona di primo sollevamento, si può giustificare con l'erosione regressiva dei corsi d'acqua che, durante l'innalzamento delle strutture tettoniche, approfondiscono il loro corso andando a coinvolgere aree più interne.

L'efficacia del processo dipende dall'energia del corso d'acqua, a sua volta funzione della pendenza dei versanti. Corsi d'acqua brevi (70-80 km) come quelli che scendevano a Sud per sfociare nell'allora vicino Mar Adriatico (Paleo-Cordevole, Paleo-Piave), erano dotati di una grande capacità erosiva, di molto superiore a quella dei torrenti che si dirigevano verso Nord, affluenti dell'Adige; questi ultimi superavano lo stesso dislivello con un percorso molto più lungo (alcune centinaia di km), con minor pendenza e conseguentemente una minor capacità erosiva. In questo modo la linea di displuvio si è spostata verso Nord arretrando rispetto alla zona di primo sollevamento.

Dopo l'inizio di questa prima fase il sollevamento maggiore è avvenuto in corrispondenza dell'anticlinale di propagazione di faglia collegata alla Linea della Valsugana (nella zona Anticlinale del M. Rite). Col procedere dell'orogenesi si sono attivate, sempre più a Sud, altre strutture (Linea di Belluno, Linea di Bassano, Linea del Montello), responsabili dell'attuale sismicità dell'area prealpina, che hanno continuato a sollevare "passivamente" i nuclei dolomitici principali. L'intensità di questa fase compressionale è documentata da dati stratigrafico-strutturali e dagli studi sulle tracce di fissione, queste ultime indicano che in corrispondenza del sovrascorrimento della Valsugana fra i 12 e gli 8 MA c'è stato un sollevamento di circa 4 km.



Ricostruzione schematica e semplificata dell'evoluzione delle strutture tettoniche attraverso la regione Alpina e Prealpina (sulla base della sezione di DOGLIONI e CASTELLARIN). Nella fase Neoalpina la compressione in senso NNO-SSE ha determinato un raccorciamento crostale valutabile in una trentina di chilometri. In seguito alla compressione si sono prodotti sovrascorrimenti profondi con movimento nord–Sud che in superficie hanno dato origine a pieghe anticlinali (anticlinali di propagazione di faglia).
La sequenza temporale delle dislocazioni si riflette nella loro successione geografica. Dapprima si sono attivati i sovrascorrimenti più interni alla catena alpina (a), poi la Linea della Valsugana (b) lungo la quale il Basamento Paleozoico delle Dolomiti si accavallò sui terreni Triassici delle Alpi Bellunesi e Feltrine. Il perdurare delle condizioni compressive innescò la L. di Belluno (c), con l'anticlinale mesozoica che sormonta i terreni terziari della Sinclinale di Belluno, e poi, ancora più a Sud (d), la L. di Bassano, responsabile dell'innalzamento delle Prealpi Venete per finire (e) con la L. del Montello (dis. D.G.).



Nella cartina è riportato il reticolo idrografico attuale delle Dolomiti, viene indicata la linea dello spartiacque (l'anomalia rappresentata dal bacino del Boite che si spinge ben oltre la linea di displuvio è da mettere in relazione con un fenomeno di cattura fluviale), posta a Nord della fascia dove è avvenuto il primo sollevamento (linea fra Marmolada e Antelao) e gli assi delle pieghe dei sollevamenti successivi. Si nota che gli assi del primo e del terzo sollevamento (S. Marmolada-Antelao e Anticlinale Coppolo-Pelf) hanno una direzione leggermente diversa rispetto al secondo (Anticlinale della Valsugana). Il motivo deriva dal fatto che la Linea della Valsugana è una dislocazione molto antica, nata come faglia diretta nel Permiano e attiva durante il rifting giurassico, il suo andamento originale ha condizionato fortemente la sua evoluzione durante la "compressione" Alpina quando è stata riattivata e trasformata in faglia inversa (o più correttamente transpressiva) (disegno D.G.).

IL MODELLAMENTO DEL PAESAGGIO

Fin dalla prima emersione gli agenti esogeni hanno iniziato la loro azione demolitrice sulle rocce che via via affioravano, innalzate dalle spinte tettoniche, ma le linee più evidenti del paesaggio sono state dettate dai corsi d'acqua.
L'attuale reticolo idrografico si è impostato nel Miocene superiore (11-5 Ma); esaminando i rapporti temporali fra tettonica e impostazione dei corsi d'acqua si può rilevare che la valle del Cordevole e quella del Piave si sono impostate in seguito al primo sollevamento (valli conseguenti), mentre sono precedenti all'innalzamento dell'Anticlinale della Valsugana e dell'Anticlinale Coppolo-Pelf, che infatti risultano tagliate profondamente in senso Nord-Sud dalla sovrimposizione degli alvei del Piave e del Cordevole sulle strutture tettoniche in sollevamento.
Qualunque siano gli agenti esogeni implicati nella costruzione del paesaggio (ghiacciai, corsi d'acqua, frane, carsismo, vento...) vi sono comunque forme controllate direttamente dalla struttura geologica, esse vengono definite morfostrutture e sono dominate da fattori endogeni (litologia, giacitura degli strati, pieghe e faglie).
La principale impronta del paesaggio delle montagne dolomitiche rientra nelle morfostrutture. Le formazioni rocciose, soggette alle azioni erosive degli agenti morfogenetici hanno "risposte morfologiche" diverse. Le rocce tenere, degradabili, sottilmente stratificate tendono a generare morfologie morbide, profili arrotondati, paesaggi dolci, con poche asperità orografiche.
Le rocce tenaci, poco erodibili, stratificate in banchi o massicce, tendono a generare forme rupestri, profili frastagliati, paesaggi "verticali" con forti contrasti morfologici.
Se le formazioni rocciose sono alternativamente "dure" e "tenere" (situazione frequente nell'area dolomitica), l'erosione opera in modo selettivo, intaccando e demolendo in modo più incisivo le rocce tenere-degradabili e originando delle "morfologie selettive", con forme più pronunciate, in risalto morfologico, in presenza di rocce dure e forme più morbide con le rocce tenere.
È bene precisare che l'alternanza di rocce resistenti-degradabili non è limitata alla sola successione stratigrafica ma si riferisce anche all'eteropia di facies (in cui i contatti sono in prevalenza laterali) e alla tettonica che crea fasce di roccia tenera (cataclasiti) lungo i piani di faglia, o indebolisce anche le rocce più tenaci con fitti reticoli di fratture.
In presenza di faglie e fratture con assetto subverticale l'erosione è più efficace per l'elevata energia del rilievo e per la facilità con la quale i detriti prodotti dalla disgregazione vengono allontanati lungo i canaloni. Al contrario, con piani di faglia poco inclinati, i detriti non vengono asportati e tendono a ricoprire la struttura preservandola dall'erosione. L'effetto di erosione ac-

celerata si verifica indipendentemente dall'entità del rigetto fra i blocchi.
Le forme strutturali sono particolarmente diffuse e importanti, sia nel Gruppo delle Pale di San Martino-San Lucano che in quello Civetta-Moiazza.
Il Gruppo delle Pale di San Martino-San Lucano, che si erge per oltre 1000 metri sui pendii modellati nelle formazioni del Trias inferiore, richiama il paesaggio di 238 MA quando l'isola emergeva dal mare profondo un migliaio di metri, in effetti il Gruppo delle Pale si può identificare con la scogliera ladinica, liberata dall'erosione dalle rocce più tenere che la ricoprivano.
La struttura non è preservata in modo completo in Val Cismon e nella zona di Passo Cereda; le clinostratificazioni sono ben riconoscibili ai piedi del M. Agnèr, ma l'area meglio conservata è quella del versante Nord delle Pale. Il pendio che va dalle Pale del Balcon alle Pale di S. Lucano è una superficie strutturale (la superficie topografica coincide con la superficie di strato) e rappresenta il più spettacolare esempio al mondo di scarpata di scogliera, in parte ancora ricoperta dalle rocce associate al vulcanesimo medio Triassico.
La superficie dell'Altopiano ha un'origine più complessa; la piattaforma che ha subito una prima erosione alla fine del Ladinico (emersione), sepolta, è stata riesumata definitivamente con l'erosione associata al sollevamento Neoalpino. La superficie topografica coincide ancora con la superfice di strato ma anche con un'antica superficie di spianamento.

Catena settentrionale delle Pale di S. Martino e in primo piano l'Altopiano delle Pale (superficie substrutturale). Colpisce il contrasto morfologico fra la superficie dell'altopiano e lo skyline. Le torri articolate e asimmetriche a destra del Focobon (Campido, Zopel, Lastei) derivano dalla combinazione fra fratture verticali e le clinostratificazioni della scarpata di scogliera. Verso sinistra sulla frastagliata cresta dei Campanili di Val Strutt gli strati orizzontali della laguna interna sono intersecati da fratture verticali (foto e dis. D.G.)

Il versante Nord del Civetta rappresenta un classico esempio di versante a gradinata, sviluppato in presenza di strati a reggipoggio; l'alzata inferiore è scolpita nella Dolomia di scogliera (Col Rean, Crep di Casamatta...), quella superiore nella Dolomia Principale e nei Calcari Grigi (parete Nord del Civetta), mentre la pedata corrisponde alla superficie erosa nella F. di Travenanzes (Val Civetta); altri versanti a gradinata si riconoscono sul M. Pelsa e sulla Moiazza Sud, il Framont rappresenta un bell'esempio di rilievo monoclinale di tipo *cuesta*.
Oltre a quella dei corsi d'acqua, nella definizione dell'attuale scenario è stata molto rilevante l'azione dei ghiacciai. Nel Mesozoico il clima sulla Terra era sensibilmente più caldo dell'attuale e privo di fluttuazioni di rilievo; nel corso dell'Era Terziaria i mutamenti climatici si fecero più significativi con un deciso deterioramento attorno ai 3 MA. La prima grande espansione glaciale risale a 2,4 MA, essa segna una svolta nella storia del clima sulla Terra, da allora in poi il clima oscillerà fra due stati estremi con fasi glaciali e interglaciali. Fino alla prima parte del Quaternario (0,9 MA) si sono succedute molte fluttuazioni glaciali, ma di entità moderata, negli interglaciali i ghiacciai erano più estesi di quelli attuali, per contro nei periodi glaciali essi erano meno sviluppati rispetto all'ultima glaciazione.
Nel Pleistocene medio (0,7 Ma) le glaciazioni diventarono nettamente più marcate, ma ogni avanzata dei ghiacci distruggeva i depositi morenici delle precedenti, ecco perché i dati ricavati dagli isotopi dell'ossigeno nei sedimenti marini indicano otto episodi glaciali separati da interglaciali più caldi mentre la suddivisione alpina classica, relativa al versante settentrionale delle Alpi, riconosce solo quattro glaciazioni (Gunz, Mindel, Riss, Würm). Nell'area Agordina, occupata completamente dai ghiacciai "würmiani", rimangono solo le tracce dell'ultima glaciazione.
Nel pleniglaciale LGM (LGM sta per Last Glacial Maximum, cioè ultimo massimo glaciale) la coltre glaciale nella conca agordina superava i 1500 metri di quota. Sul ghiacciaio principale del Cordevole convergevano i ghiacciai locali sospesi provenienti dal Civetta, dalla Moiazza e dalle Pale di San Martino attraverso la Val Garés e soprattutto la Valle di San Lucano. I circhi glaciali sospesi sono molto diffusi, Si possono osservare begli esempi di valli glaciali sospese che preservano i caratteri tipici di valle glaciale dal profilo ad "U".
Anche se i ghiacciai attivi si sono negli ultimi anni assai ridotti, l'impronta glaciale è molto diffusa, talvolta dominante; le creste articolate e sinuose che si estendono dal Civetta alla Cresta delle Masenade sono il risultato dell'erosione di una serie di circhi glaciali sospesi, alcuni dei quali di dimensioni davvero ragguardevoli (Van delle Sasse, Van della Moiazza), una situazione simile si verifica sulla catena settentrionale delle Pale, dal Cimon della Pala al Mulaz.

30 agosto 2013: quello che rimane del ghiacciaio noto come Giazèr o Ghiacciaio De Gasperi annidato in un piccolo circo glaciale compreso fra la Cima De Gasperi e la Piccola Civetta (foto D.G.).

Argini morenici attribuiti alle ultime fasi tardoglaciali sono diffusi lungo tutto il piede della parete Nord del Civetta, nel Van delle Sasse, nel Van della Moiazza, nel vallone del Miel; apparati morenici più antichi si riconoscono invece in Valle di San Lucano, Val d'Angheràz e Val Corpassa.

Le trasformazioni del paesaggio attualmente in atto sono collegate in prevalenza al clima periglaciale d'alta montagna. L'ampia diffusione dei ghiaioni è connessa all'efficacia della gelifrazione sulle rocce dolomitiche specie quando sono intensamente fratturate. A questa si aggiunge l'azione del carsismo ben riconoscibile nei grandi circhi glaciali (Van delle Sasse, Van della Moiazza, Van della Moiazzetta della Grava, Altopiano delle Pale) dove le rocce montonate "nude" sono la base per lo sviluppo di campi carreggiati carsici (conche glaciocarsiche).

In queste montagne dalle incredibili pendenze la gravità ha un ruolo rilevante: macereti di vecchie frane di crollo sono sparsi ai piedi dell'intero gruppo, caratteristici i massi del Pian di Pelsa, la stessa Torre Venezia nel novembre 1917 è stata interessata da una frana di crollo. Il 16 novembre del 2013 un vistoso crollo ha interessato gli strati di Calcari Grigi della Torre Su Alto, un altro crollo si è registrato il 6 giugno 2014 sulle creste del Castello della Busazza, di fianco a Torre Trieste. Sul versante Pale il 7 ottobre 2009 si è verificato un crollo dalla parete Nord della Cima di Campido, altri crolli minori hanno interessato la Seconda Pala di San Lucano nel 2019 e la Quarta Pala nel 2011 e 2013.

In presenza di coltri detritiche spesse e diffuse la parte inferiore dei versanti, alla base delle pareti, è interessata da fenomeni di trasporto in massa, facilmente riconoscibili in Val Corpassa e ai piedi del Sass del Duram.

16 novembre 2013: nube di polvere prodotta dal crollo di una "fetta" di roccia (Calcari Grigi) distaccata dalla parte superiore della Torre Su Alto (foto Carlin Christian).

I MINERALI DELLA VALLE DI SAN LUCANO

Le Dolomiti non sono certamente note per la ricchezza dei loro minerali, comunque esistono delle aree, coinvolte nel vulcanesimo ladinico, in cui si sono create le condizioni adatte per la genesi dei cristalli. La Valle di San Lucano, nella quale ritroviamo un'ampia varietà di rocce sedimentarie e magmatiche, è una di queste.

La principale causa delle mineralizzazioni è intimamente connessa con il vulcanesimo di Cima Pape. Nel Ladinico superiore le Dolomiti Occidentali furono coinvolte in un'intensa attività vulcanica, si svilupparono due edifici vulcanici principali emersi (Predazzo e Monzoni), altri vulcani sottomarini minori e si originarono molti filoni vulcanici che spiccano per il loro colore scuro nelle rocce dolomitiche. Uno dei centri effusivi minori era posizionato nella zona compresa fra le Pale di San Lucano e Cima Pape. Le effusioni magmatiche avvennero in ambiente subacqueo, originando classiche sequenze di lave a cuscini (es. Malgonera) di rocce scure a chimismo andesitico-basaltico, al di sotto di esse si formarono dei filoni strato di lave colonnari. A profondità maggiore, in condizioni subvulcaniche, all'interno di un piccolo serbatoio magmatico (laccolite di Malgonera), si intrusero delle lave che grazie alla copertura "isolante" ebbero il tempo di cristallizzare e differenziarsi, creando una serie di rocce a chimismo sempre più acido che vanno dalle pirosseniti, ai gabbri, alle monzoniti, per arrivare fino alle sieniti.

Calcite scalenoedrica (dimensioni 15x8x8 cm, collezione A. Porta, foto F. Scussel, GAMP).

Goethite su dolomite, Campo Boaro (dimensioni cristallo 0,7 cm, collezione M. Benvegnù, foto F. Scussel, GAMP).

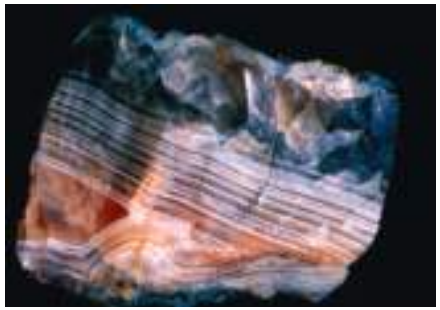
Rame nativo su analcime, Campo Boaro (dimensioni cristallo 03x0,4 cm, collezione M. Benvegnù, foto F. Scussel, GAMP).

I minerali si trovano in contesti geologici molto differenti, alcuni direttamente all'interno delle lave a cuscino integre o rimaneggiate, altri al contatto fra le rocce magmatiche e quelle carbonatiche, altri ancora all'interno delle carbonatiche.

Nelle lave si trovano oltre al quarzo (latteo, ialino, ametistino, calcedonio, agata) soprattutto minerali appartenenti alla famiglia delle zeoliti (la più comune e facile da ritrovare è l'heulandite), ma anche analcime, prehnite e pectolite; augite e olivina sono comuni nelle pirosseniti di Malgonera.

Nelle zone di contatto fra rocce carbonatiche e vulcaniche, grazie ai fluidi mineralizzanti di origine magmatica si hanno anche minerali metallici (pirite e calcopirite sotto Campigat e in Val Gardés, galena nei pressi di F.lla Gardés, goethite molto diffusa). Nei dintorni di Campo Boaro sono stati ritrovati magnifici cristalli di rame nativo su analcime.

Nella stessa dolomia, attraversata dalle acque caldissime, riscaldate dal vicino vulcano, si sono sviluppati grandi cristalli di dolomite (dolomie a zebra) e cristalli scalenoedrici di calcite che raggiungono dimensioni davvero ragguardevoli.



Calcedonio agata, Malgonera (dimensioni 6 cm, collezione M. Benvegnù, foto F. Scussel, GAMP).

Pirite pentagonododecaedrica, Val Gardés (foto Vittorio Fenti).

LE PIANTE FOSSILI DELLA VALLE DI SAN LUCANO

Nelle successioni anisiche (Triassico medio, 245-237 milioni anni fa) della Valle di San Lucano sono stati recentemente segnalati (2011) resti di piante fossili. Essi provengono in prevalenza dalla Formazione di Agordo e, subordinatamente, dal Conglomerato di Richthofen e dal Calcare di Morbiac, strati affioranti alla base delle pareti dolomitiche lungo ambo i versanti della Valle.

Nella flora, raccolta da D. Giordano, esaminata dalla specialista Evelyn Kustatscher e conservata presso il Museo Geologico di Agordo, sono state distinte specie attribuibili a equiseti, felci, felci con semi, cicadee e conifere. Si tratta di un ritrovamento molto importante, di fatto la prima flora anisica finora ritrovata nelle Dolomiti meridionali.

I materiali esaminati mostrano evidenti segni di frammentazione a causa del trasporto subito dalla terraferma al mare. Risulta comunque interessante l'abbondanza dei resti di felci preservate malgrado la loro facilità ad essere distrutte durante il trasporto. Questo fa presupporre che la flora in quest'area durante l'Anisico fosse molto rigogliosa, indica un ambiente con clima caldo e umido e che le terre emerse erano molto vicine.

In Europa esistono cinque aree principali con flore attribuibili all'Anisico; nei Vosgi (in Francia), in Germania, in Spagna, a Recoaro e nelle Dolomiti di Braies. Anche se la ricerca svolta è ad uno stadio iniziale e molti siti, piuttosto promettenti, non sono ancora stati interessati dalle ricerche, la Valle di San Lucano si colloca per numero di specie e generi, fra le prime località europee.

Frammento di foglia di *Scolopendrites* (foto D.G.).

Foglia di *Cladophlebis remota* (foto D.G.).

Frammento di foglia di *Anomopteris mougeotii* (foto D.G.).

Pinnula di *Neuropteridium voltzii* (foto D.G.).

Nella Valle di San Lucano è stato trovato un frammento di *Peltaspermum* (felci con seme) e di *Taeniopteris* (cicadea), si tratta di ritrovamenti importanti perché cicadee e felci con semi si sono rinvenute altrove solamente nelle Dolomiti di Braies.

I resti fossili sono conservati in modo molto frammentario, sotto forma di pellicole carboniose (carbonificazione), più raramente sotto forma di impronte nella roccia. Per ora non è stato possibile estrarre delle cuticole oppure delle spore (resti fondamentali per poter determinare correttamente le specie), probabilmente a causa del riscaldamento termico, legato all'intrusione di Cima Pape, che ha distrutto, in un secondo momento, la sostanza organica che costituiva la cuticola.

Nella flora della Valle di San Lucano si distinguono almeno 8 specie attribuibili a equiseti, felci, felci con semi, cicadee e conifere. Gli equiseti sono rappresentati da frammenti di rizomi (fusti aerei) o di fusto, forse riferibili al genere *Equisetites*. Tra le felci la forma più abbondante è *Neuropteridium voltzii*, seguita da *Anomopteris mougeotii*, *Scolopendrites* sp. e *Cladophlebis* sp. Particolarmente ricche sono le conifere con frammenti di rami attribuibili ai generi *Voltzia* e *Albertia*.

PERCORSO GEOLOGICO

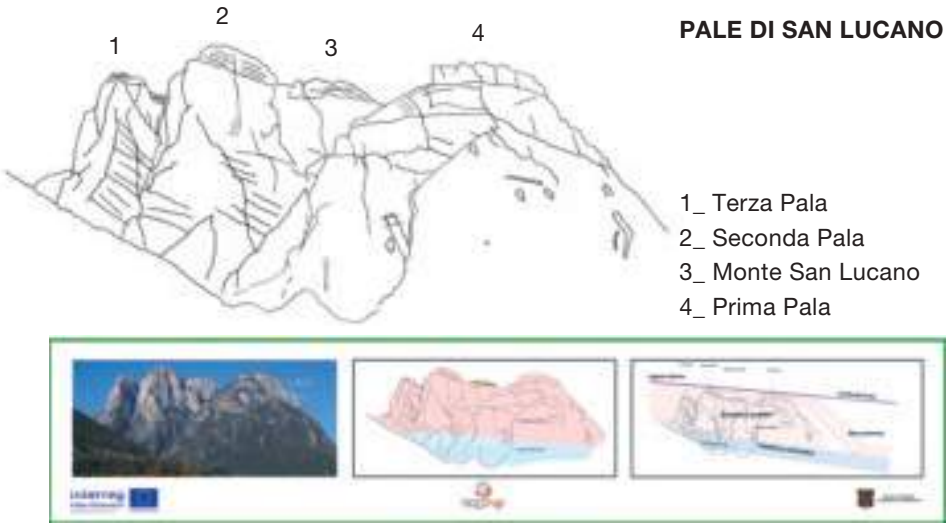
CENTO PASSI NELLA GEOLOGIA DELLE DOLOMITI

"Una delle conche più meravigliose
di tutto il territorio delle
Alpi Dolomitiche è certamente
quella di Agordo"

Da "Guida Storico - Alpina di Belluno - Feltre - Primiero - Agordo - Zoldo."
Ottone Brentari, Bassano 1887

La conca Agordina oltre che particolarmente bella dal punto di vista paesaggistico è un luogo ideale dal quale osservare i caratteri fondamentali della geologia delle Dolomiti.
Il punto di partenza del sentiero geologico, articolato in 25 stazioni, è localizzato sulla piana di Tamonich (Agordo), sul prato antistante l'Istituto di Istruzione Superiore "U. Follador", la storica "Scuola Mineraria" fondata nel 1867 da Quintino Sella, in posizione panoramica, al centro della conca. Qui è ubicato il sentiero tematico "Cento passi nella storia delle Dolomiti", un breve cammino per imparare, dal vero, la geologia della conca Agordina dove sono ben rappresentate e sintetizzate le particolarità che hanno reso le Dolomiti Patrimonio dell'Umanità.
Tamonich, che dispone di un ampio parcheggio, è raggiungibile in auto dalla circonvallazione che aggira ad Ovest la cittadina di Agordo, svoltando a destra alla rotonda (indicazione per Agordo centro) e poi ancora a destra dopo il cimitero; oppure a piedi dal "Broi", la piazza di Agordo, attraverso il Vicolo Cordevole, di fianco al Municipio di Agordo.
Il percorso è stato pensato con l'intenzione di trasmettere ai fruitori l'idea dello scorrere del tempo, si cammina su un ideale asse temporale lungo il quale sono disposti campioni di grandi dimensioni delle formazioni che compongono la serie stratigrafica delle Dolomiti Agordine, dalle più antiche, le Filladi del Col di Foglia di età cambriana media (oltre 500 milioni di anni), alle più recenti, il Rosso Ammonitico del Giurassico superiore (meno di 155 milioni di anni).
Trasversalmente al cammino (asse spaziale) sono allineati campioni di rocce deposte nel medesimo arco di tempo, esse testimoniano che nella storia geologica delle Dolomiti ci sono stati periodi contraddistinti da una spiccata uniformità degli ambienti di sedimentazione e altri caratterizzati da una notevole varietà ambientale.
I cento passi ci permettono di accedere al punto panoramico centrale, dove, attraverso dei pannelli illustrativi trasparenti, opportunamente disposti, si può "leggere" direttamente sulla montagna il suo assetto geologico-stratigrafico; nella parte inferiore di ciascun pannello sono riportate brevi spiegazioni geologiche.
All'inizio del percorso geologico è collocato un pannello illustrativo nel quale sono riassunte le principali particolarità paesaggistiche, geologiche, paleontologiche e mineralogiche dell'Agordino; è riportata la colonna stratigrafica delle Dolomiti Agordine e una carta topografica con l'indicazione degli itinerari proposti.
L'itinerario vero e proprio inizia a Taibon Agordino (2 chilometri e mezzo da Tamonich) davanti al Municipio di Taibon.

La conca Agordina dal Monte Pizzon (foto D.G.).



Pannello rivolto verso le Pale di San Lucano con relative indicazioni geologiche.

IL PERCORSO IN VALLE DI SAN LUCANO

1. TAIBON AGORDINO
(620 m s.l.m.)

"... Valle di S. Lucano,[...] uno degli angoli più strani e impressionanti della terra..."

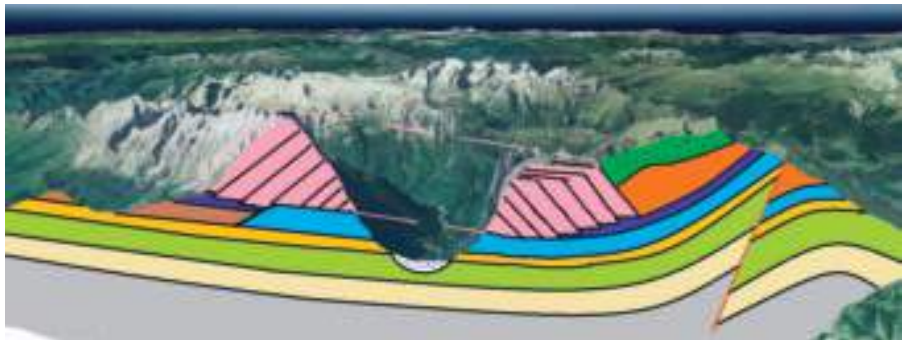
Dino Buzzati, Cordata di tre,
in «Corriere della Sera», 23 giugno 1956.

INTRODUZIONE

La Valle di San Lucano si estende per una lunghezza di 10 km con una larghezza e una profondità media di quasi 2 km, essa attraversa il nucleo della più grande fra le scogliere dolomitiche e conserva una chiara impronta glaciale. Nel bacino del Tegnàs rocce sedimentarie carbonatiche e detritiche e rocce magmatiche intrusive ed effusive sono affiancate a formare un luogo unico.

Il paese di Taibon e la Valle di San Lucano dai dintorni di Farenzena (Agordo). A sinistra il M. Agnèr, sul fondo l'altopiano delle Pale di San Martino, le Pale del Balcon e Cima di Campido, a destra Terza Pala di San Lucano, Seconda Pala. Taibon sorge sulla piana di confluenza fra il T. Tegnàs e il T. Cordevole; poco sopra, a sinistra, il paesino di Soccol ubicato su di un terrazzo glaciale (foto D.G.).

Ricostruzione dell'assetto geologico (semplificato) della Valle di San Lucano, scavata nel nucleo di una scogliera dolomitica (dis. D.G.).



La Valle è racchiusa a Sud da una serie di frastagliati picchi che culminano con lo spigolo Nord dell'Agnèr, la più alta parete delle Dolomiti; a Nord dai 1300 metri di rocce diritte e aggettanti delle Pale di San Lucano, solcate da profondi abissi rocciosi; in fondo sembra finire contro l'Altopiano delle Pale di San Martino, ma in realtà prosegue con la Val d'Angheràz, un enorme circo glaciale attorniato da costoni verticali.
Qui le peculiarità del paesaggio dolomitico raggiungono le massime espressioni con linee orizzontali di cenge e altopiani che si intrecciano perpendicolarmente con torri e canaloni.
Con la verticalità delle pareti; la ricchezza delle forme: guglie sottili, maestose torri, imponenti bastionate; il contrasto di colori: rocce dolomitiche dipinte dai raggi del sole accanto a scure rocce vulcaniche; la monumentalità dello smisurato obelisco dell'Agnèr e dell'agile Torre Armena che contrastano con l'edificio squadrato delle Pale.
Pochi luoghi evocano il senso del sublime come questa Valle le cui pareti verticali e incombenti lasciano un piacevole senso di smarrimento e di paura specialmente quando le nubi temporalesche si insinuano tra le torri e risalgono i "*borai*" (stretti e profondi canaloni rocciosi) facendo risaltare particolari altrimenti invisibili.

La valle è molto ricca di singolarità geologiche, paesaggistiche, ambientali e storiche e, grazie alla verticalità e all'altezza delle sue pareti, permette di svolgere oltre alle solite attività escursionistiche e sportive, anche sport estremi come l'arrampicata di elevata difficoltà, il torrentismo, il *base jumping* e lo *wisbase*.

Poiché risulta particolarmente impegnativo percorrere l'intero itinerario (a piedi) in una sola giornata per la sua lunghezza (circa 30 km) e per il dislivello complessivo (oltre 1500 metri in salita) si consiglia di suddividerlo in parti e affrontarlo in più giorni.

Il tratto di bassa quota, che si sviluppa lungo l'asse della valle, può essere percorso a piedi, in bicicletta o in automobile. La sezione che si estende a quote più alte deve necessariamente essere percorsa a piedi. Nel caso in cui si intendesse visitare solo la parte alta conviene partire da Col di Prà, dove si può lasciare l'auto nell'ampio parcheggio.
L'itinerario descritto può essere suddiviso in più sezioni a seconda delle esigenze e delle aspettative dell'utente; vengono proposte 4 tematiche:

- Sentiero dell'Acqua, incentrato sul tema dell'acqua nei suoi vari aspetti (torrenti, sorgenti, cascate, laghetti, morfologia glaciale), si sviluppa in prevalenza a fondovalle ed è articolato nelle seguenti tappe: 2 Le Peschiere, 3 San Lucano, 4 Mezzavalle, 8 Col di Prà, 9 Sorgenti del Tegnàs, 10 Cascata dell'Inferno,12 Pont. Lunghezza 10 km, dislivello 600 metri circa, richiede (se percorso interamente a piedi) un'intera giornata.
- Sentiero della Terra gli argomenti trattati riguardano la geologia, la storia locale e l'utilizzo delle rocce da parte dell'uomo. Si svolge per lo più a fondovalle ed è suddiviso nelle stazioni: 3 San Lucano, 4 Mezzavalle, 5 La Calchera, 6 Sentiero Cozzolino, 7 Frana di Prà e Lagunàz, 8 Col di Prà, 11 La sezione ad "U", 12 Pont. Lunghezza 9 km, dislivello 550 metri circa, anche questo se percorso interamente a piedi esige un'intera giornata di cammino.
- Sentiero del Fuoco, inizia a Col di Prà e si sviluppa interamente nel sottobacino del Torrente Bordina, all'interno dell'area di affioramento delle rocce magmatiche. Comprende le soste 13 Pian della Stua, 14 Casera Campigat, 15 Casera ai Doff, 16 Malgonera, 17 Val Granda. Lunghezza 12 km, dislivello 1200 metri circa.
- Sentiero dell'Aria. Inizia a Col di Prà, è dedicato ai panorami e riguarda essenzialmente il tratto dell'itinerario lungo la cresta fra la Valle di San Lucano e la Val Garés è articolato nelle stazioni: 11 La sezione ad "U", 14 Casera Campigat, 15 Casera ai Doff. I sentieri dell'Aria e del Fuoco in buona parte coincidono, richiedono una giornata di cammino.

IL PERCORSO

Dal Municipio di Taibon Agordino si procede per 400 metri verso la località Pèden, da qui si gira a sinistra per Villanova.
Le abitazioni di Pèden sono costruite alla base di un grande accumulo di una frana postglaciale, posto ai piedi della Prima Pala di San Lucano, alla confluenza fra Cordevole e Tegnàs. Il crollo ha prodotto un accumulo di massi ciclopici. All'interno di un'ondulazione del pendio, alla fine dell'Ottocento, è stata eretta la Batteria di Listolade nota come Forte di Pèden, un'opera difensiva realizzata per controllare la stretta di Listolade e la Val Corpassa; la postazione ridotta allo stato di rudere e ricoperta a lungo dalla vegetazione è stata ripulita e risistemata nel 2011 da volontari locali, merita comunque una visita per le sue particolarità architettoniche. La struttura è raggiungibile attraverso Via Pèden seguendo le segnalazioni, in circa 30 minuti.
L'abitato di Villanova è stato edificato per dare alloggio agli abitanti delle frazioni di Prà e Lagunàz distrutte nel 1908 da una frana. Lungo la strada è visibile una bella fontana in pietra (500 metri da Pèden) donata dal CAI agli abitanti di Villanova e realizzata con perizia dai locali scalpellini, utilizzando blocchi di dolomia della Formazione del Contrin provenienti dalla località Le Peschiere. Le case vecchie, non intonacate, mostrano un ampio utilizzo della dolomia come pietra da costruzione.
Da Villanova si ha uno scorcio sul gruppo del Civetta con la Valle dei Cantoni racchiusa fra la Punta de Gasperi e la Cima della Busazza e a destra spunta Torre Trieste.
La frazione è dominata ad Est dalla parete verticale della Lastìa del Framont. Una piccola macchia bianca sulla parete rocciosa e la grande quantità di detrito bianco lungo il canalone sottostante indicano una riattivazione del fenomeno con un modesto crollo, avvenuto il 26 ottobre 2015, all'interno della nicchia di distacco della frana, ben più grande, che provocò il giorno 11 maggio 1865 due vittime nella frazione Ronch de Buos. Una limitata riattivazione della frana si ebbe anche il 2 maggio del 1997.
Lasciata Villanova si attraversa il borgo di Forno di Val, il toponimo fa riferimento alle fucine e ai forni per la lavorazione dei metalli presenti nella zona fino al XIX secolo.
Appena fuori dal paesino, sulla destra, si stacca una breve strada (700 metri dalla fontana) che conduce ad una cava abbandonata che sfruttava i detriti scaricati dal canalone della Roa del Forn. Dalla strada si può accedere all'impegnativo sentiero CAI n. 765 che risale il severo Boral della Besausega e raggiunge il Bivacco Bedin sulla Prima Pala di San lucano.
In alto sulla destra è visibile il Campanile della Besausega, un torrione di roccia che si eleva per una trentina di metri dal ripiano sommitale della seconda Pala, fra il Boral della Besausega e il Boral del Mul.
Si continua lungo la strada che costeggia il T. Tegnàs, alla base delle Piaie de Prombiànch e giunti al bivio per il laghetto delle Peschiere (800 metri dal bivio) dopo aver parcheggiato l'eventuale auto si abbandona la strada e si raggiunge il laghetto con un cammino di circa 200 metri.

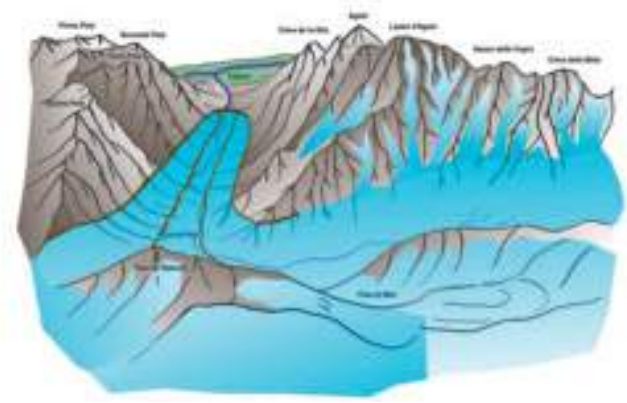
Il Campanile della Besausega dal sentiero che sale alla Prima Pala di San Lucano (foto D.G.).

2. LE PESCHIERE
(715 m s.l.m.)

LAGHETTO DELLE PESCHIERE, ARGINI MORENICI STADIALI

Il laghetto delle Peschiere, recentemente devastato dalla Tempesta Vaia, è alimentato da acque di risorgiva e occupa una piccola conca all'interno di un ampio apparato morenico sviluppato dopo il ritiro dei ghiacciai wurmiani. Nella fase di massima espansione (LGM) circa 20.000 anni fa i ghiacci occupavano l'intera Regione Dolomitica, raggiungendo nella conca Agordina una quota di oltre 1500 metri. Il processo di deglaciazione nel complesso è stato piuttosto rapido, ma ha conosciuto delle pause e dei moderati avanzamenti noti come stadi tardoglaciali. Nella zona che dalle Peschiere arriva a Le Torte si riconoscono diversi argini morenici frontali attribuiti al più antico degli stadi tardoglaciali (il Bühl) secondo la vecchia nomenclatura geomorfologica, costruiti dal ghiacciaio proveniente dalla valle di San Lucano in fase di ritiro all'interno della valle.
Argini morenici frontali e laterali relativi allo stadio successivo (Gschnitz), sono stati riconosciuti da B. CASTIGLIONI in alta Val d'Angheràz, l'ultimo stadio tardoglaciale (Daun) ha lasciato qualche traccia sopra il Pian del Miel.
Lasciato il laghetto si ritorna sulla strada principale che attraversa l'unghia del conoide di deiezione del Boral della Besausega, completamente ricoperto da massi e detriti. Al di sopra del muro di sostegno, danneggiato in più parti da massi rotolati dal pendio sovrastante, spuntano massi di dolomia anneriti dall'alterazione meteorica e biologica. In alto in sinistra orografica del Boral della Besausega si notano i "Piloi", dei possenti torrioni di roccia ingrigiti dalla vegetazione che si staccano dalla Prima Pala di San Lucano, come dei gendarmi a guardia del Boral della Besausega. Questa tipologia di paesaggio è collegata alla presenza di un sistema di faglie e fratture disposto all'incirca in direzione NE-SO che hanno guidato l'erosione degli agenti esogeni.
Poco oltre, a valle della strada, si può notare un'opera di presa nella quale vengono captate le acque di una sorgente nota come "i Fontanoi". Si tratta di un'emergenza idrica di tipo secondario, l'acqua proveniente dalle Pale di San Lucano, dopo essere penetrata nella coltre detritica che contorna le pareti, riemerge in superficie a causa della minor permeabilità dei depositi alluvionali (a volte sabbioso-limosi) di fondovalle rispetto ai detriti di falda e frana. Altre sorgenti dello stesso tipo sono presenti sotto le Piaie di Prombianch (sorgente Prombianch) e poco oltre la chiesetta di San Lucano (Scalette).
Giunti all'area "pic-nic" (900 m dal bivio Peschiere) si può cogliere il senso della frase di Dino Buzzati relativo alle Pale di San Lucano:

Il laghetto delle Peschiere.



Ricostruzione ipotetica del ghiacciaio della Valle di San Lucano nel primo stadio tardoglaciale quando ha costruito gli argini morenici frontali nei quali è inserito il laghetto delle Peschiere (dis. D.G.).

"...e di fronte, appena oltre il torrente più modeste ma non meno allucinanti, le muraglie delle Pale di San Lucano stanno".

(Dino Buzzati. "Cordata di tre"
in «Corriere della Sera», 23 giugno 1956)

Le pareti verticali e strapiombanti della seconda Pala, alte più di 1300 metri, incombono, a breve distanza, sulla strada, più avanti compare l'immensa fessura del Boral di San Lucano. Di fronte all'area pic-nic una traccia di sentiero sale verso la base della seconda Pala, inizialmente sul pendio di una cava abbandonata. Lungo il canalone soprastante affiorano strati della Formazione di Agordo dai quali è stata estratta un'interessante flora fossile del periodo Anisico (247-242 MA). Continuando per altri 250 metri si raggiunge la chiesetta di San Lucano (200 m dall'area pic-nic).

3. SAN LUCANO
(752 m s.l.m.)

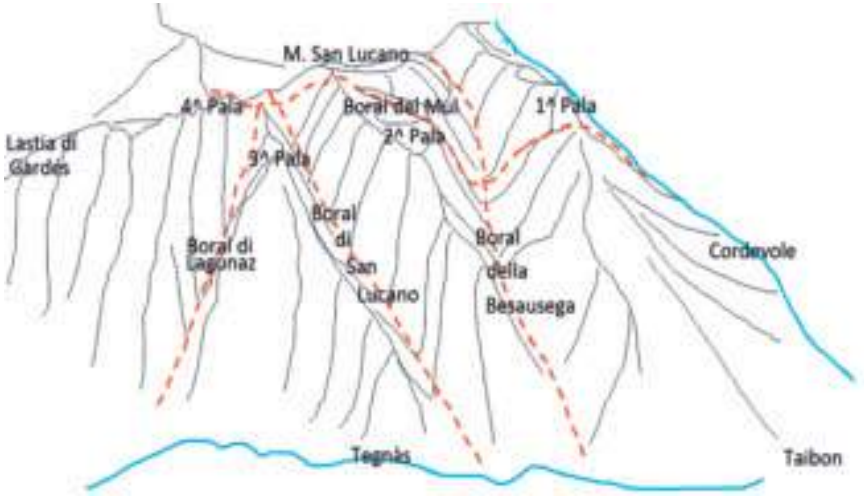
I "BORAI" E L'IMPORTANZA DELLE FAGLIE NEL DELINEARE IL PAESAGGIO DELLA VALLE DI SAN LUCANO

La chiesetta di San Lucano è posta alla base del Boral di San Lucano, dal quale è difesa da frane e valanghe da una caratteristica struttura in pietra.
La chiesa è dedicata al presunto Vescovo di Sabiona, l'"Apostolo delle Dolomiti", che sembra aver svolto la sua attività pastorale in questa Valle dal 430 al 440, anno della sua morte.
Le prime testimonianze storiche risalenti al XIV secolo parlano di un piccolo oratorio, negli archivi del XVI secolo si cita una chiesetta con un'unica navata e due altari. Essa fu distrutta da una valanga, ma riedificata e consacrata nel 1835. A causa della sua posizione, molto vicina al greto del Tegnàs fu danneggiata durante l'alluvione del 1966, quando fu distrutto parte del suo patrimonio artistico. Si sono salvate alcune opere fra cui, la più degna di nota, è una tela del XVII secolo attribuita a Francesco Frigimelica "Il Vecchio", raffigurante una Madonna con Bambino con davanti San Lucano e la Beata Vaza, la cui veste di umile contadina rappresenta un'importante testimonianza storica in quanto ritrae l'abbigliamento di una donna agordina del '600.
I "borai" sono dei profondi canaloni impostati in corrispondenza di faglie e fratture e sono molto frequenti nella valle di San Lucano. Il più noto è il Boral della Besàusega, attraverso il quale si snoda un percorso alpinistico che permette di accedere dalla località Forno di Val alla Prima Pala di San Lucano.
Il Boral di San Lucano rappresenta l'archetipo del canalone dolomitico, è delimitato ad Est dagli appiombi della Seconda Pala e ad Ovest dalla lunga cresta verticale della Terza Pala. Profondo più di 800 metri e largo in alto meno di 400, è un'impressionante fessura impercorribile ai normali alpinisti, un'impresa anche per i più esperti.
L'origine delle profonde incisioni che tagliano il blocco delle Pale di San Lucano e dell'Agnèr è dovuto al fenomeno dell'erosione selettiva; le rocce fratturate in seguito ai movimenti delle faglie triassiche, riattivate con l'Orogenesi Alpina, costituiscono, rispetto alle dolomie massicce, una fascia di maggior erodibilità lungo la quale è più efficacie l'azione degli agenti esogeni (gelo e disgelo, ruscellamento, carsismo).
In presenza di strutture tettoniche con assetto subverticale, come nel caso dei "borai" delle Pale e dell'Agnèr, l'erosione è ancora più efficace per l'elevata energia del rilievo e per la facilità con la quale i detriti prodotti dalla disgregazione vengono allontanati lungo i canaloni. Al contrario, con piani di faglia poco inclinati i detriti non vengo-

Chiesa di San Lucano con dietro il Boral di San Lucano (foto D.G.).

no asportati e tendono a ricoprire la struttura preservandola dall'erosione. L'effetto di erosione accelerata si verifica indipendentemente dall'entità del rigetto fra i blocchi.

Disegno raffigurante il sistema di faglie che ha fortemente condizionato i processi erosivi nel modellamento del paesaggio (dis. D.G.).



Dalla chiesa si continua lungo la strada posta fra il T. Tegnàs e i macereti di frana a grossi massi che si estendono alla base delle Pale. Raggiunta la seconda area pic-nic (700 m dalla chiesetta) una breve sosta permetterà di osservare il *boral* noto come Livinàl dell'Acqua. Si tratta di un canalone attraverso il quale, negli inverni nevosi, si scaricano enormi valanghe (d'onde il toponimo *livinàl*) provenienti dal circo glaciale sospeso denominato "la Scudela" che ospita un piccolo nevaio perenne. La Scudela è compresa fra lo Spiz della Lastia e gli Spiz d'Agnèr ed è dominata da due caratteristiche torri, i Denti di Satanasso, forme chiaramente originate da fenomeni di erosione selettiva.

Alla base del canalone, sulla sinistra idrografica, è ben visibile un'importante sorgente carsica nota come sorgente della Scafa-San Lucano. La fonte che sgorga dalla roccia ad una quota di circa 885 m s.l.m. è classificata come una sorgente di contatto fra rocce permeabili e impermeabili. Si tratta di un sito unico perché permette di osservare direttamente il contatto idrogeologico fra l'acquifero (Dolomia del Serla Inferiore, roccia carbonatica fratturata) e l'acquicludo (Formazione di Werfen a elevata componente argillosa). La sorgente, di medie dimensioni, ha una portata costante negli anni con valori stagionali che vanno da qualche decina a poche centinaia di litri al secondo.

Il Livinàl dell'Acqua (quota apice del cono m 900 circa) nel febbraio del 2014 (anno particolarmente nevoso), lo spessore della neve nel cono di valanga è stato stimato attorno ai 50 metri, parte della neve si conservò fino all'inverno successivo. In alto si individuano le due caratteristiche torri denominate Denti di Satanasso (foto D.G.).

L'ALVEO DEL TEGNÀS

Il Tegnàs, che ci accompagna per un lungo tratto del nostro itinerario, a differenza della maggior parte dei torrenti dolomitici è un corso d'acqua contraddistinto da un basso impatto antropico ed è libero di divagare nel fondovalle in modo del tutto naturale. Questa sua caratteristica lo ha reso un ideale laboratorio stabile a cielo aperto per lo studio della dinamica dei processi fluviali; la ricerca, iniziata 10 anni fa e ancora in atto, è svolta dal CNR di Milano con la collaborazione dell'IIS "U. Follador" di Agordo.

L'analisi dei flussi idrici del Torrente Tegnàs ha messo in evidenza un comportamento idraulico anomalo della Valle di San Lucano. In condizioni normali l'acqua proveniente dalla parte alta del bacino (Val d'Angheràz e Val Bordina) viene in parte assorbita nell'enorme materasso alluvionale presente nella zona di Mezzavalle (spessore 150-200 metri, larghezza 300 metri) per poi riemergere più a valle. La causa dell'anomalia è collegata alla presenza di un setto impermeabile sepolto (una morena o un profondo collasso di versante) che agisce come regolatore dei deflussi dividendo il bacino in due parti; a monte si hanno portate elevate, ma variabili e grandi volumi di detriti mobilitati, a valle deflussi minori e regolarizzati con poco trasporto solido. Naturalmente questo comportamento non è applicabile agli eventi eccezionali come l'alluvione del 1966 o la tempesta Vaia che hanno completamente stravolto l'alveo del torrente.
Ancora 500 metri di cammino e si raggiunge la località Mezzavalle.

Parte inferiore del Livinàl dell'Acqua con la sorgente della Scafa-San Lucano, la parete rocciosa è scolpita nella Formazione del Contrin (foto D.G.).

4. MEZZAVALLE
(776 m s.l.m.)

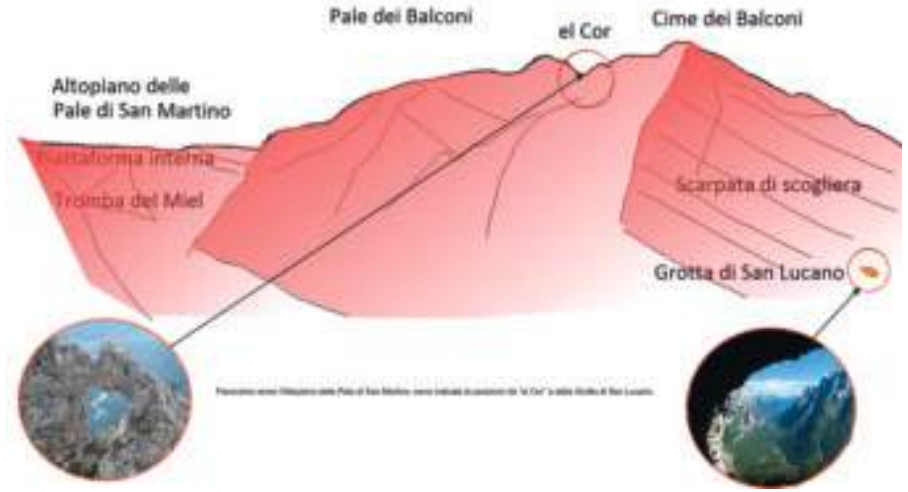
LA SEZIONE PIÙ PROFONDA DELLA VALLE

La località Mezzavalle (quota 776 m s.l.m.) è un luogo unico al mondo, si trova sul fondo della valle glaciale più stretta e profonda della Terra, quasi 2100 metri più in basso della cima dell'Agnèr (q. 2872). È la più grande "U" del pianeta, individuata nella sezione topografica che dalla cima del Monte Agnèr scende a valle e risale sulla cima della Terza Pala di San Lucano.
Esistono al mondo valli glaciali più grandi della Valle di San Lucano, ma esse sono molto più ampie e si perde in questo modo la classica forma ad "U" di valle glaciale; esistono anche valli più anguste, ma sono troppo piccole e poco profonde.
Indagini sismiche svolte in questa zona (una specie di ecografia per conoscere la struttura profonda della Terra) hanno permesso di ricostruire l'andamento del substrato roccioso sepolto, si è così scoperto che la roccia è situata ad una profondità di oltre 200 metri rispetto al piano campagna, una "U" ancora più profonda.

Sezione della Valle di San Lucano passante per Mezzavalle (776 m s.l.m.) compresa fra la Terza Pala (2354 m s.l.m.) e il M. Agnèr (2872 m s.l.m.) attraverso "El Cor" nelle Pale del Balcon (foto D.G.).

Da questa zona è possibile scorgere alcune particolarità della valle come "El Cor", la Grotta di San Lucano, la Tromba del Miel.

Disegno nel quale sono indicate le particolarità geologiche visibili dalla località Mezzavalle (dis. D. Preloran).



"EL COR"

"El Cor" è un singolare arco di roccia a forma di cuore ubicato nelle Pale del Balcon. Archi di roccia come questo si formano in seguito a fenomeni di erosione selettiva. La roccia (Dolomia dello Sciliar), è stata fagliata (visibile un piano di faglia sulla sinistra dell'arco) e fratturata. Le fasce rese più tenere dalla fratturazione della roccia (cataclasiti) sono maggiormente soggette agli agenti erosivi. In questo caso si può ritenere che la causa principale sia stata l'azione del gelo-disgelo che, molto efficace su rocce fratturate, ha favorito la formazione dei frammenti allontanati dalla gravità e dal ruscellamento.

Un'ulteriore collaborazione è stato offerta dal processo di dissoluzione carsica che ha aiutato l'acqua a penetrare in profondità nelle fratture.

"El Cor", singolare arco di roccia ubicato lungo la cresta delle Pale del Balcon (foto L. D'Alberto).

GROTTA DI SAN LUCANO

La grotta di San Lucano è un antro di forma squadrata e contorno esterno a volta, prodotto dall'azione combinata di carsismo ed erosione selettiva lungo faglie e fratture che hanno permesso l'allargamento della cavità grazie a crolli successivi. La tradizione religiosa locale ha eletto il luogo come dimora della "Beata Vaza", all'interno della cavità c'è un capitello dedicato appunto a San Lucano e alla pia donna. Dalla grotta si gode di un panorama unico e straordinario sulla Valle di San Lucano, rimanendo seduti ad osservare le ombre che cambiano durante il dì si possono scoprire torri e pinnacoli, canaloni e fessure e altri particolari sempre nuovi, la bellezza del panorama rende, senza dubbio, la grotta un luogo "mistico".

Il sole che nasce, dalla Grotta di San Lucano (foto Moreno Geremetta).

TROMBA DEL MIEL

La Tromba del Miel (m 2467 s.l.m.) è uno sperone roccioso che deve il nome alla sua forma, da fondovalle infatti assomiglia a una trombetta capovolta. Essa è quanto rimane della dorsale che separava due lingue glaciali contigue provenienti dall'Altopiano delle Pale che si univano più in basso nel Pian del Miel, un circo glaciale curiosamente sospeso a metà del fianco orientale delle Pale sopra la Val d'Angheràz.

Da Mezzavalle si procede sempre lungo la strada con la "minaccia" della parete verticale (alta 1400 metri) della Terza Pala di San Lucano, resa evidente dalla diffusione di massi ciclopici presenti lungo il versante.
Dopo 700 metri si raggiunge un'antica fornace di calce, detta in dialetto locale "calchera", recentemente ripulita dal volontariato locale.

La Tromba del Miel e l'Altopiano delle Pale di San Martino (febbraio 2014) (Foto D.G.).

5. LA “CALCHERA”
(800 m s.l.m.)

COME VENIVA PRODOTTA LA CALCE

Le fornaci per la produzione della calce erano un tempo molto importanti per l’edilizia locale e rappresentavano un piccolo reddito aggiuntivo per i valligiani, in quanto i materiali impiegati erano facilmente reperibili in loco. La pietra da calce veniva agevolmente recuperata dai detriti di falda e frana che contornano alla base le pareti delle Pale o lungo il letto del Tegnàs. Il combustibile, costituito da grosse fascine di rami di latifoglie (faggio, nocciolo, frassino, carpino), era in parte lo scarto della legna da ardere e di quella utilizzata nelle carbonaie.

BREVE STORIA DELLA CALCE

(Preloran Dino)

La calce è un prodotto che l’uomo ha iniziato ad usare molti millenni fa. Una datazione precisa non esiste, ma si può presumere grazie al ritrovamento a Mallaha (Palestina) di un’abitazione con le pareti intonacate a calce e dipinte di ocra rossa risalente a circa 14-15 mila anni fa. La diffusione dell’uso della calce iniziò tra il 7000 e il 6000 a.C. in Mesopotamia e in Anatolia. Nella penisola balcanica arrivò attorno al 5600 a.C. La conoscenza del processo di decarbonatazione, idratazione e ricarbonatazione era già uniformemente diffusa più di 2000 anni prima di Cristo, periodo in cui comparvero i primi forni verticali ritrovati in Mesopotamia, molto simili a quelli moderni.

Si ritiene che quasi tutti i popoli antichi come gli Egizi, i Cinesi, i Maya, i Fenici, i Greci e i Romani abbiano conosciuto la tecnica della cottura della calce e il suo uso. Furono i Romani però a perfezionarla e ad impiegarla diffusamente. Infatti il primo trattato dettagliato e completo sulle malte a base di calce è il *De Architectura* di Marco Vitruvio Pollione del I secolo a.C.

La cottura della calce avviene all’interno di strutture (fornaci o forni) chiamate nelle nostre zone calchere. Si distinguono vari tipi di forni le cui caratteristiche variano a seconda della qualità del prodotto finale che si vuole ottenere.

Le prime fornaci da calce utilizzate erano concepite con caratteristiche semplici:

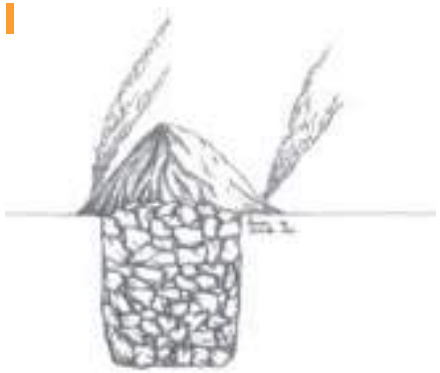
- fornace a catasta: su una superficie piana venivano accumulate pietre carbonatiche poi ricoperte con legna secca, raccolta nei boschi e sterco. Essi venivano incendiati e il fuoco veniva mantenuto sino al termine della cottura.
- fornace a fossa: veniva scavata una buca (preferibilmente in un terreno argilloso perché questo con il calore induriva assicurando una tenuta termica) che veniva riempita con pietre carbonatiche, si ricopriva il tutto con il combustibile che veniva incendiato e alimentato sino al termine della cottura.

In seguito le conoscenze acquisite promossero uno sviluppo tecnologico che portò alle fornaci in muratura utilizzate fino a qualche decennio fa nelle nostre zone e ancora visibili nei territori dolomitici. Le fornaci venivano costruite nei fianchi dei pendii in modo tale che, escludendo la parte frontale della fornace, fossero completamente interrate per poter evitare il più possibile la dispersione del calore. La costruzione avveniva scavando una fossa circolare nel fianco di un pendio, essa veniva rivesti-

Calchera o fornace di calce costruita con conci di dolomia.

Fornace a catasta (dis. Francesca Sommavilla).

Fornace a fossa (dis. Francesca Sommavilla).



Fornace in muratura tipo “calchera” (dis. Francesca Sommavilla).

ta internamente con pietre a secco resistenti alla cottura, lasciando nella parte anteriore inferiore un foro di accesso da utilizzare per alimentare il fuoco.
I tre tipi di fornaci elencati sono detti a fuoco intermittente. In questo tipo di fornaci le pietre non sono a diretto contatto con il combustibile, ma sono solo lambite dal calore, motivo per cui il prodotto finale è costituito da calce bianca, pura, di ottima qualità, perché calcinata uniformemente.
Le fornaci a fuoco continuo prevedevano l'alternanza di strati di calcare con strati di combustibile e il prodotto che ne derivava era di qualità indubbiamente inferiore perché inquinato dai residui del combustibile.
Nel XIX secolo con l'avvento dell'industrializzazione nacquero i primi grandi forni ad imbuto a caricamento continuo con il combustibile che non veniva mai a contatto con il materiale trattato, ottenendo così della calce priva di inquinanti.

COSTRUZIONE E USO DELLA "CALCHERA" AGORDINA

(Preloran Dino)
Per la costruzione della "calchera" veniva praticato uno scasso, generalmente di forma circolare, nel pendio individuato, di grandezza variabile in base alla quantità di calcare o dolomia che si intendeva trattare, quindi si rivestiva l'interno con sassi a secco che dovevano resistere alla cottura (*sass rosp*). Sulla parte bassa anteriore si lasciava un'apertura di grandezza variabile tra il metro e il metro e cinquanta, attraverso la quale veniva caricato il combustibile. Il muro della fornace era più spesso alla base in modo da ottenere una rientranza di circa 20-25 cm a una altezza dal fondo di circa 40-50 cm nella parete interna, realizzando così un gradino sul quale si appoggiavano i blocchi di calcare o dolomia predisposti a cupola autoportante sorretta da una intelaiatura provvisoria in legno per facilitare la costruzione dell'arco portante. Questi conci servivano a reggere durante la cottura tutto l'altro materiale dello stesso tipo gettato caoticamente all'interno della fornace. I blocchi utilizzati avevano una pezzatura variabile, ma tale da creare degli spazi tra una pietra e l'altra in modo da permettere il passaggio del calore. Una volta caricata l'intera fornace si costruiva al di sopra una piccola tettoia per impedire in caso di pioggia lo spegnimento della stessa. Quindi si procedeva all'accensione usando ramaglie e in seguito si continuava ad alimentare con ramaglie o legna di pezzatura fine, in modo che il fuoco fosse sempre vivo e mantenesse una temperatura di circa 1000 °C necessaria per il processo di decarbonatazione. La quantità di legna occorrente per la produzione della calce poteva variare in base alla grandezza della fornace: per quelle più comuni, del diametro di circa 3 m e circa di pari altezza, si poteva quantificare tra i 70 e gli 80 kg per quintale di calce prodotta. Naturalmente anche la durata della cottura variava in base alla grandezza, per quelle delle dimensioni da noi citate era in media di circa una settimana.
La calce viva prodotta al termine della cottura veniva posta in cassoni e idratata ottenendo così il grassello di calce come prodotto finale, che in genere veniva fatto riposare e maturare in apposite buche per mesi prima di essere utilizzato.

IL PROCESSO CHIMICO

La calce aerea si ottiene per cottura (calcinazione) di calcari o dolomie ad alta temperatura fra i 900 e i 1200 °C. Il calcare, carbonato di calcio ($CaCO_3$), a 900 °C si trasforma in ossido di calcio (CaO) detto calce viva, con liberazione di CO_2. L'ossido di calcio ottenuto ha la proprietà di trasformarsi facilmente in idrossido di calcio [$Ca(OH)_2$] per aggiunta di acqua. In seguito a questa reazione fortemente esotermica, detta spegnimento, si forma una pasta morbida e molto plastica detta "grassello". L'indurimento, che da principio è una semplice essicazione (presa), prosegue poi come fenomeno chimico, una lentissima trasformazione dell'idrato di calcio [$Ca(OH)_2$] che combinandosi con il biossido di carbonio (CO_2) dell'aria ritorna carbonato di calcio ($CaCO_3$), raggiungendo così una coesione rilevante secondo la reazione:
$Ca(OH)_2 + CO_2 \rightarrow CaCO_3 + H_2O$
La Dolomia ($CaMg(CO_3)_2$) si dissocia completamente a temperature comprese tra i 940 °C e i 1230 °C secondo la reazione:
$CaMg(CO_3)_2 \rightarrow CaO + MgO + 2CO_2$
Per fabbricare calce aerea buona (o "grassa") occorre calcare abbastanza puro. La presenza dell'ossido di magnesio (MgO) ha effetti diversi a seconda della sua concentrazione: a bassa concentrazione (calcari dolomitici) rende "magre" le calci, ad alta concentrazione (dolomie) si hanno ancora calci "grasse". La calce prodotta partendo dalla dolomia presenta, su tempi brevi, una resistenza maggiore di quella calcarea, ma su tempi molto lunghi nascono alcuni problemi, perché, per interazione con l'atmosfera si formano efflorescenze di solfato di magnesio che la deteriorano.

Dopo la visita alla "Calchera" si continua sulla strada per circa quattrocento metri, su un masso a destra della sede stradale c'è una targa che ricorda la prima salita dello spigolo Nord dell'Agnèr nel 1921, da parte di F. Jori, A. Zanutti, A. Andreoletti.
Cinquanta metri dopo si abbandona la strada principale per una stradina laterale che permette di oltrepassare il T. Tegnàs e di imboccare il sentiero che conduce al Bivacco Cozzolino, alla base dello spigolo Nord dell'Agnèr. Il sentiero si fa subito stretto e ripido e sale attraverso un macereto di frana a massi ciclopici. Si tratta della parte superiore (emersa) di un'enorme frana postglaciale proveniente dal versante Agnèr, riconosciuta, grazie a prospezioni sismiche effettuate nella valle, anche al di sotto della attuale superficie topografica. In circa 20 minuti di salita si raggiunge un punto panoramico verso le Pale di San Lucano.

6. SENTIERO COZZOLINO
(900 ca. m s.l.m.)

UN PUNTO CHIAVE PER LA COMPRENSIONE DELLA GEOLOGIA DELLE DOLOMITI

(ANDATA, SOSTA E RITORNO DALLA STRADA RICHIEDONO MENO DI UN'ORA)

Il panorama visibile da questo sito permette di cogliere, in modo significativo, i rapporti geometrici tra la piattaforma carbonatica anisica del Contrin e il contiguo Calcare di Morbiac di ambiente lagunare e fra la scogliera ladinica (Formazione dello Sciliar) progradante sul bacino marino adiacente (Formazione di Livinallongo).

All'inizio dell'era Mesozoica (fra i 252 e i 247 Ma fa) la regione dolomitica era una piatta e uniforme area costiera, nel periodo successivo (Anisico) per motivi legati alla tettonica e ad oscillazioni del livello del mare si verificò una notevole frammentazione ambientale.
In quella che sarebbe poi divenuta la Valle di San Lucano, nell'Anisico superiore una serie di faglie contemporanee alla sedimentazione (sinsedimentarie), con motivo a gradinata, ha avuto l'effetto di abbassare l'area posta ad occidente dove si instaurarono condizioni anossiche (Formazione di Moena) rispetto a quella orientale dove si sedimentava la Formazione del Contrin, di piattaforma carbonatica. Le faglie si riconoscono facilmente anche grazie all'azione di erosione selettiva svolta dai corsi d'acqua, più efficace lungo le fasce di roccia fratturata.

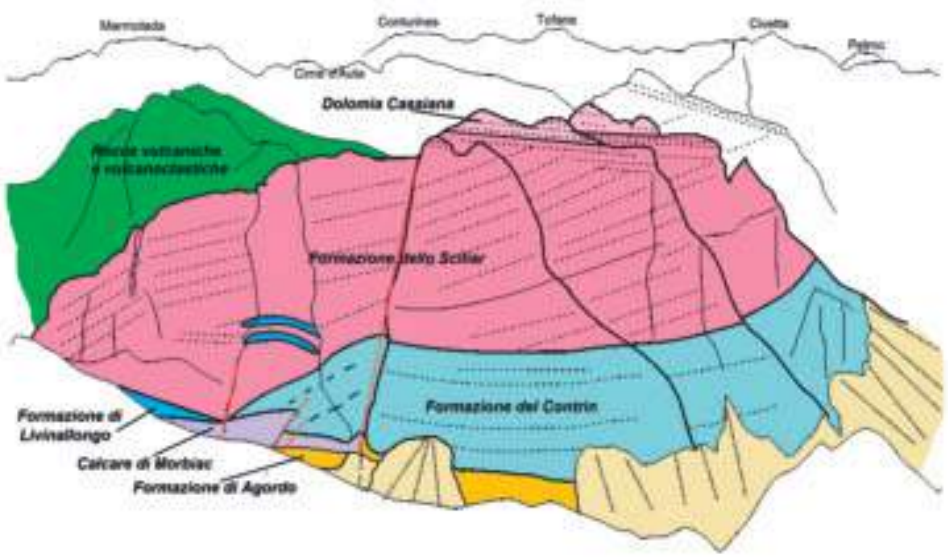
Panorama verso la Quarta e la Terza Pala di San Lucano con indicazione della situazione geologico-stratigrafica (foto D.G.).

Il Gruppo delle Pale di San Lucano dall'Agnèr (foto Stefano Santomaso). Sulla sinistra dietro la Lastia di Gardés e la Quarta Pala si vedono le rocce vulcaniche e vulcanoclastiche che ricoprono la scarpata di scogliera delle Pale; molto evidente il Boral di Lagunàz.

La piattaforma del Contrin a Est del Boral di Lagunàz è molto sviluppata (spessore 500 metri) e poggia con contatto diretto sulla Formazione di Agordo. A Ovest la situazione è più complessa, nei primi 300 metri è a contatto col Calcare di Morbiac, poi si interrompe del tutto, sostituita con contatto eteropico proprio dal Calcare di Morbiac. La maggior velocità di sedimentazione della piattaforma (grazie alla precipitazione del carbonato di calcio, sia diretta, sia indotta dagli organismi) rispetto alla contigua area lagunare aumenta il dislivello fra i due ambienti e in un secondo tempo la piattaforma del Contrin prograda e ricopre parzialmente il Calcare di Morbiac.
Nel Ladinico in seguito ad un aumento del livello del mare si instaurarono condizioni schiettamente marine su tutta la Regione Dolomitica, la piattaforma del Contrin non riuscì ad adeguarsi alle nuove condizioni e cessò la sua attività. Solo su alcune aree poco profonde cominciarono ad attecchire comunità di organismi fissatori di carbonato di calcio, principalmente batteri e subordinatamente alghe, spugne e coralli.
Queste nuove piattaforme, in un elevato contesto di subsidenza, crebbero velocemente verso l'alto e si espansero lateralmente andando a ricoprire i depositi bacinali della Formazione di Livinallongo.
La progradazione delle clinostratificazioni è evidente sotto la Quarta Pala, mentre il cuneo di strati della Forma-

zione di Livinallongo diventa via via più spesso con l'allontanarsi dal nucleo della piattaforma, posto nella Seconda Pala.
Più in alto, sulla parete della Seconda e della Terza Pala, si riconosce una linea obliqua leggermente concava, una stretta cengia impostata in presenza di un sottile livello di cineriti. Questo orizzonte è presente su tutta la Regione Dolomitica ed è la testimonianza di un'eruzione vulcanica particolarmente violenta che coinvolse, nel Ladinico superiore, un'area allora emersa posta a Sud delle Dolomiti.

Schizzo geologico dell'immagine precedente (dis. D.G.).



Alla sommità del Boral di Lagunàz, sulla destra della forcella, si può distinguere (meglio usando un binocolo) un arco di roccia noto come Arco del Bersanel, un tempo raggiungibile attraverso la dismessa Ferrata Miola.
Nella parte inferiore del Boral di Lagunàz, su una larga cengia sopra un alto salto di roccia, si estende un bosco di faggio. Questo lembo di bosco praticamente inaccessibile divenne, alla fine del 1800, comunque molto appetibile. A quel tempo la Valle di San Lucano era quasi completamente priva di vegetazione arborea, i faggi in special modo erano impiegati per la produzione di carbone di legna utilizzato prima nei forni fusori di Col di Prà e poi in quelli della Miniera di rame di Valle Imperina. I valligiani per sfruttare anche questa risorsa realizzarono una vera e propria ferrata con ancoraggi metallici infissi nella roccia e piombati a cui si attaccavano scale di legno con le quali i boscaioli riuscivano a raggiungere la cengia ed effettuare l'esbosco.
Salendo ancora qualche decina di metri lungo il sentiero si possono vedere due ampi affioramenti molto significativi. Nel primo, più in basso, affiora il Membro di Cencenighe della Formazione di Werfen (il colore e la situazione della roccia, fittamente stratificata e fratturata, sono correttamente indicatoe dal toponimo Crepe Rosse).
Il secondo, più in alto, vede il passaggio fra la Dolomia del Serla inferiore (ben stratificata di colore grigio) e la Formazione di Agordo (grigio giallastra).
In alto si riconosce lo zoccolo dello Spigolo Nord dell'Agnèr costituito da Formazione del Contrin, delimitato a Est dal Van di Mez e a Ovest dal Vanet del Piz, profondi canaloni impostati lungo faglie trascorrenti verticali.

Effettuate le osservazioni geologiche si ritorna per lo stesso sentiero alla strada di fondovalle per procedere in direzione di Col di Prà, dopo trecento metri circa si arriva alle rovine della frazione di Prà.

Lo Spigolo Nord dell'Agnèr (Formazione dello Sciliar) e alla base lo zoccolo parzialmente ricoperto di vegetazione (Formazione del Contrin); in primo piano al centro dell'immagine il passaggio fra Dolomia del Serla e Formazione di Agordo, in primissimo piano il macereto di frana su cui si snoda il sentiero (foto D.G.).

7. FRANA DI PRÀ E LAGUNÀZ

(812 m s.l.m.)

CRONACA DI UNA STRAGE ANNUNCIATA

Ottone Brentari nella sua "Guida Alpina di Belluno-Feltre, Primiero, Agordo, Zoldo" del 1887 così descrive il luogo in cui ci troviamo:
"Lagunàz: pittoresco gruppetto di una mezza dozzina di casette in riva al torrente, circondato da prati con molti ciliegi e proprio sotto la grandiosa spaccata che si interna nelle pareti delle Pale. Prà (ove finisce la carreggiabile), gruppo di case disposte in fila sotto la roccia. Campi e prati (granoturco, fagioli, segale e patate), in gran parte rovinati dalla piena del 1882. C'è una chiesetta con annesso il locale per la scuola. Bettola con vino ed acquavite."

L'immagine che abbiamo davanti ora è completamente diversa ed è la conseguenza di due eventi, il più importante è sicuramente la frana caduta nella notte fra il 2 e il 3 dicembre 1908 dalla Quarta Pala di San Lucano e più in particolare dal Pizet (quota 2100 circa), una massa di roccia che precipitando per 1300 metri nel fondovalle, travolse i villaggi, il secondo è l'abbandono della montagna e dell'agricoltura di sussistenza praticata nelle valli dolomitiche.
La frana di Prà e Lagunàz è contraddistinta da una storia particolare e molto significativa. Nella seconda metà del 1800, quando l'Agordino faceva parte del Regno Lombardo-Veneto, alcuni geologi della scuola di Vienna, percorrendo il Gruppo delle Pale di S. Lucano, avevano individuato una fessura aperta e parallela al versante su quelle che, nelle carte del tempo, erano identificate come Cime di Ambrosogn (ora i Pizet).
I valligiani erano stati avvisati del pericolo incombente e le autorità avevano disposto il loro trasferimento presso Listolade, in località Ronch de Buos, alla base del M. Framont. Gli abitanti di Prà e Lagunàz però non vollero abbandonare le proprie dimore, rafforzati nella loro convinzione quando, l'11 maggio del 1865, una frana di crollo proveniente dalla Lastia del Framont (2 vittime) andò a depositarsi nelle vicinanze del luogo scelto per la costruzione del nuovo paese.

Quarta di copertina della Domenica del Corriere del 13-20 dicembre 1908 dove viene raffigurata, in un acquarello di Achille Beltrame, la tragedia di Prà e Lagunàz (collezione Umberto Repetti).

Col Regno d'Italia, caratterizzato dalla "consueta sensibilità geologica" che contraddistingue le nostre classi dirigenziali, il rischio frana venne dimenticato e i valligiani vissero tranquilli fino a quella tragica notte, quando una parte del pilastro sospeso dei Pizzet, costituito da Formazione dello Sciliar, in apparenza massiccia, ma in realtà suddivisa da faglie e fratture, si staccò all'improvviso. Una massa di circa 200.000 m^3 di roccia precipitando andò a urtare il costone roccioso ubicato a Est del Van del Pez, si divise in due e il materiale frantumato dagli urti con le rocce, piombò sui due villaggi provocando 28 vittime e la distruzione dei villaggi.
Sospeso, in alto è rimasto ancora un "naso" di roccia (volume 100.000 m^3 FENTI, 2009) minato alla base da rocce fratturate e circondato da un ampio crepaccio. Nel 2011 e nel 2012 il pilastro è stato interessato da piccoli crolli che attestano l'esistenza di un rischio permanente per la strada di Col di Prà.
Ancora quattrocento metri e si giunge a Col di Prà, costruito sull'unghia del conoide alluvionale del Torrente Bordina, in vista della parete Nord del Monte Agnèr.

Vista della fessura perimetrale che delimita la massa instabile della Cima dei Pizzet (6 luglio 2010) (foto D.G.).

Cime dei Pizzet e Quarta Pala di San Lucano, al di sotto dei Pizzet si scorge il pilastro di roccia che ha suddiviso in due parti la frana del 1908. La serie di immagini (maggio 2010, novembre 2010, maggio 2013) mostra l'evoluzione recente della frana. Nella prima immagine non c'è alcun segno di attività, la seconda documenta un modesto distacco, la terza un distacco più consistente che muta la formazione della cima dei Pizzet (foto D.G.).

8. COL DI PRÀ
(843 m s.l.m.)

LO SPIGOLO NORD DELL'AGNÈR

"Si erge con impeto pauroso -dal fondovalle per contemplarlo bisogna torcere la testa in su- l'architettura massima di tutte le Dolomiti. È il monte Agnèr, che incombe con un apicco di un chilometro e mezzo (e di fronte, appena oltre il torrente più modeste ma non meno allucinanti, le muraglie delle Pale di San Lucano stanno).
La cima, in fatto di statura non è gran che, neppure 2900 metri. Ma quale altra cattedrale delle Alpi ha un'abside simile? Quando fiammeggia nel tramonto e nel moto delle bianche nubi sembra innalzarsi lentamente, si stenta quasi a credere che una tale cosa possa esistere."

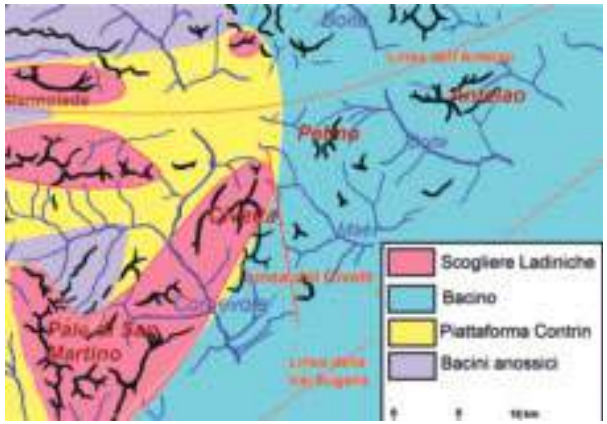
Dino Buzzati. "Cordata di tre" in «Corriere della Sera», 23 giugno 1956.

SPIGOLO NORD DELL'AGNÈR

Lo spigolo Nord dell'Agnèr con i suoi 1550 metri di altezza rientra a pieno titolo fra le pareti che hanno fatto la storia dell'alpinismo dolomitico e non solo e si contende con la Nord dell'Eiger (Svizzera) il titolo di parete più alta delle Alpi.

Vediamo ora di capire come mai proprio qui, si possa essere formata una tale struttura. Le pareti rocciose particolarmente inclinate, al limite della verticalità, si sviluppano solo in corrispondenza di rocce dure, tenaci, compatte, resistenti all'erosione. È abbastanza comune ritrovare pareti verticali di qualche centinaio di metri, ma la frequenza di pareti molto potenti diminuisce con l'aumentare dell'altezza. Perché si sviluppino pareti gigantesche è necessario che le rocce resistenti posseggano spessori adeguati.
La Valle di San Lucano è scavata nel nucleo della più grande fra le scogliere dolomitiche (Pale di San Martino, Pale di San Lucano, Civetta) contraddistinta da una storia geologica peculiare rispetto alle altre.

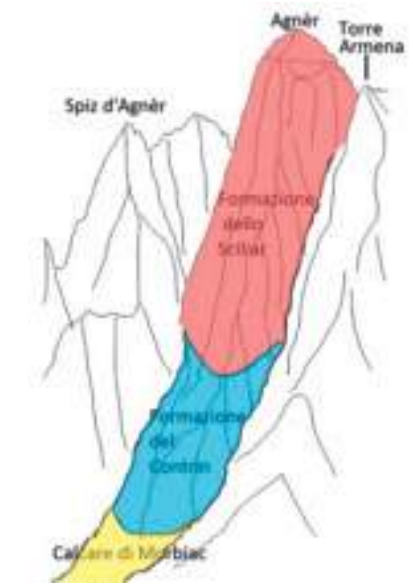
Ricostruzione dell'assetto palogeografico dell'Area Dolomitica alla fine dell'Anisico, la linea del Civetta separa la zona di alto strutturale (Ovest) dove si sedimenta inizialmente la Formazione del Contrin e successivamente la Formazione dello Sciliar dall'area ribassata (est) dove si depositano formazioni bacinali (dis. D.G.).



Da Col di Prà verso l'Agnèr da sinistra: Spiz Piciol, Spiz d'Agnèr Nord e Spiz d'Agnèr Sud, Agnèr, Torre Armena e Lastei d'Agnèr, in primo piano a destra il Col Negro. L'immane pilastro dell'Agnèr è separato dallo Spiz e dalla Torre Armena da due faglie trascorrenti verticali che hanno favorito i processi di erosione selettiva. A sinistra dello spigolo si estende il piccolo circo glaciale sospeso del Van de Mez che ospita il Bivacco Cozzolino (foto D.G.).

Verso la fine del periodo Anisico (243 MA) la Regione Dolomitica era divisa in due da una faglia diretta ubicata ad Est del M. Civetta (Linea del Civetta), ad oriente si estendeva un'ampia area bacinale, verso occidente dominava una piattaforma carbonatica attraversata da strette aree bacinali. Tutta la regione era coinvolta in un processo di lento sprofondamento (subsidenza), ma l'abbassamento del fondale non era uniforme, così mentre nelle zone contigue si accumulavano alcune decine di metri di calcari di piattaforma (Formazione del Contrin), nell'area Agnèr, Pale di San Lucano, Civetta, interessata da uno sprofondamento molto più veloce, si depositarono più di 500 metri di sedimenti carbonatici da cui si originarono calcari e dolomie massicciamente stratificati. Un aumento improvviso del livello marino (trasgressione) instaurò su tutta la regione condizioni di mare aperto. Solo su alcune aree poco profonde della piattaforma cominciarono ad attecchire comunità di organismi fissatori di carbonato di calcio, principalmente batteri e subordinatamente alghe, spugne e coralli. Il tasso di subsidenza era molto elevato, ma la nuova piattaforma cresceva di pari passo con lo sprofondamento, rimanendo nella fascia di elevata produttività carbonatica. In questo primo periodo la crescita verticale (aggradazione) era nettamente prevalente su quella orizzontale (progradazione). I numerosi nuclei inizia-

Schizzo geologico del Monte Agnèr (dis. D. G.).



li si fusero in un unico edificio che in tre-quattro milioni di anni raggiunse uno spessore di oltre un migliaio di metri, nettamente superiore rispetto a quello delle altre scogliere Dolomitiche. In conclusione la spessa pila di rocce dure nelle quali è scolpito lo spigolo Nord dell'Agnèr è il prodotto dell'elevato tasso di subsidenza che ha coinvolto, fra la fine dell'Anisico e l'inizio del Ladinico, in particolare questa specifica area delle Dolomiti.

LA FRANA DEL PIZ

La valle di San Lucano è caratterizzata da dislivelli enormi e, conseguentemente, è stata interessata fin dalla sua origine da fenomeni franosi. I macereti delle frane antiche, cadute subito dopo il ritiro dei ghiacciai, sono in buona parte sepolti al di sotto dei depositi alluvionali e detritici recenti e attuali, ma si può riconoscere abbastanza facilmente un imponente deposito di frana alla base delle Pale dei Balconi (Monte Piz); esso ha le caratteristiche di un D.G.P.V. (Deformazione Gravitativa Profonda di Versante). Si tratta di un'enorme massa (volume stimato attorno a 100 milioni di metri cubi) in apparenza compatta (ma delimitata da fasce di roccia fratturata); la massa è fuori asse rispetto alla conformazione originaria ad U della valle e contornata verso l'alto da una nicchia semicircolare.
Le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante generalmente evolvono in tempi lunghi e coinvolgono interi versanti con volumi che possono arrivare sull'ordine del miliardo di metri cubi. Non sono contraddistinte da una superficie di movimento specifica, si ha piuttosto una deformazione per micro-fratturazione all'interno di una fascia più o meno ampia dell'ammasso roccioso. La fase deformativa è molto lunga, ma può evolvere in una fase parossistica.
Le deformazioni gravitative sono movimenti che tendono a portare in situazione di equilibrio versanti che, per cause diverse, in equilibrio non sono. Una delle cause predisponenti è l'esistenza di una condizione di debolezza strutturale, sia questa a piccola scala, intrinseca al materiale roccioso (scistosità, debolezza coesiva della roccia...), sia a scala medio-strutturale, dipendenti, cioè, dalla storia geotettonica locale e regionale (esistenza di sistemi di fratturazione e faglie). Questo fenomeno viene chiamato "deformazione" e classificato tra i "colamenti" perché in genere, e nelle parti medio-basse, non si individua un vero piano di taglio; quest'ultimo si può trovare limitatamente nella zona sommitale dell'area coinvolta nel fenomeno, in genere è evidenziato da una serie di tagli (emersione di piani di movimento) trasversali alla linea di massima pendenza. Nella parte medio-bassa si verifica, piuttosto, un "rigonfiamento" del pendio verso l'esterno, a compensare la spinta verso il basso delle parti sommitali. Frequentemente, la porzione inferiore, trovandosi essa stessa in un nuovo e locale disequilibrio evolve in vera e propria frana.

L'immagine ripresa dal Livinàl Lonc (fianco destro della Val d' Angheràz) permette di riconoscere una massa anomala spostata in avanti rispetto al fianco della valle e ribassata nei confronti del rilievo soprastante, si tratta di un corpo di frana del tipo deformazione gravitativa profonda di versante. Il canalone detritico chiaro (Val del Civetta) è sviluppato lungo il limite del corpo di frana (foto D.G.).

Il paesino di Col di Prà a differenza di Villanova o Forno di Val è formato da case con muri variopinti, costruite con una notevole varietà di rocce. Oltre alla chiara dolomia spiccano conci di arenaria rossiccia (Formazione di Werfen e Conglomerato di Voltago), ma anche rocce magmatiche scure (andesiti, monzoniti, pirosseniti) e calcari bituminosi neri, che testimoniano la complessità geologica della Valle.
Col di Prà è stato recentemente invaso (tempesta Vaia, 29 ottobre 2018) da detriti alluvionali mentre il Rio Bordina ha letteralmente strappato un ponte e scavato un largo canalone fino alla confluenza col Tegnàs. Fenomeni di questo genere, ma ben più devastanti si sono verificati anche in passato.
Col di Prà nel '700 ospitava una comunità di contadini, minatori e fabbri. Dalle miniere di ferro ubicate secondo le testimonianze storiche (Giuseppe Alvisi: Belluno e la sua Provincia, 1859) sul Col de la Vena e sulla Stia de Val de Gardès si estraeva la siderite, carbonato di ferro, che veniva trattato in piccoli forni fusori e lavorato nelle fucine appartenenti alla famiglia Crotta a Col di Prà. Indicazioni di carattere geologico e giacimentologico inducono a ritenere che le miniere in realtà fossero ubicate a poca distanza dal T. Bordina sotto il Pian della Vena e alla base della Lastia di Gardès.

Secondo l'Alvisi nell'autunno 1748 in seguito a piogge intense e prolungate dal versante nord-orientale del Monte Piz si staccò una frana (la nicchia di distacco è ancora ben riconoscibile) che andò ad ostruire il corso del Torrente Bordina. Si formò così un lago temporaneo, subito riempito dalle acque provenienti dall'ampio bacino idrografico del T. Bordina. Lo sbarramento crollò all'improvviso e una massa devastante di acque e detriti si abbatté sul paesino rovinando la campagna e alcune case e distruggendo gli opifici che, necessariamente, erano stati costruiti nei pressi del torrente. Fu proprio in seguito a questo evento che fu costruito il villaggio di Prà in posizione più protetta nei confronti del torrente, ma come abbiamo visto non delle frane.

9. SORGENTI DEL TEGNÀS
(1000 ca. m s.l.m.)

(andata e ritorno da col di prà richiedono all'incirca 2 ore)

A Col di Prà (lasciata l'eventuale automobile nell'ampio parcheggio) al bivio della Locanda al Cacciatore si imbocca la stradina a sinistra, che conduce in val d'Angheràz, si procede per circa 400 metri e si attraversa il Rio Bordina poco sopra la sua confluenza col T. Tegnàs in una zona distrutta dall'alluvione. Poco più avanti c'è una grande briglia selettiva realizzata al fine di ridurre il trasporto solido del T. Angheràz, messa a dura prova dall'alluvione.
La strada che conduceva in Val d'Angheràz è stata completamente distrutta per un lungo tratto, il tracciato scelto corre lungo il margine delle ghiaie a ridosso del versante, dopo un breve tratto di strada conservata si arriva all'opera di presa che raccoglie le acque della sorgente Polver un'emergenza idrica diffusa che scaturisce alla base di una scarpata detritica localmente ricoperta da depositi glaciali a grana fine (da cui deriva il nome Polver, polvere in italiano).

La Val d'Angheràz dalla sorgente i Polver. In primo piano il greto del Tegnàs, disseminato di chiari massi di dolomia (foto D.G.).

Agnèr, Torre Armena e Boral delle Scandole dalla strada militare che conduce a Pont. Nella genesi di questo paesaggio è stato fondamentale il ruolo svolto dalle faglie trascorrenti verticali lungo le quali sono stati scavati i profondi canaloni (foto D.G.).

Dalla sorgente Polver in poi la strada è nuovamente distrutta; tracce di sentiero risalgono attraverso le ghiaie fra blocchi ed enormi massi, scaricati durante l'alluvione dalla Val del Civetta. La vastità del deposito, che ha mutato completamente la morfologia locale, è connessa alla presenza, nella parte alta della valle, di un'ampia area in erosione in corrispondenza della nicchia di distacco della frana del Piz. La grande disponibilità di detrito unitamente con le elevate pendenze e l'intensità delle precipitazioni ha determinato un vasto trasporto solido in grado di spostare anche massi enormi.
Sul versante opposto della valle si sviluppa il Boral delle Scandole, un lungo vallone rettilineo impostato lungo una faglia trascorrente che, attraverso la Forcella dello Spizzon, separa la Torre Armena dai Lastei d'Agnèr. In basso la faglia mette a contatto laterale la Formazione del Contrin con la Formazione di Werfen nella quale è scolpita una cascatella. Sulla sinistra della cascata si estende un affioramento di conglomerati, probabilmente interglaciali, ben cementati (già segnalati da Bruno Castiglioni) nei quali si sviluppa una piccola cavità denominata Covol del Mont.

Boral delle Scandole, cascatella negli strati della Formazione di Werfen, la parete rocciosa a sinistra è costituita da Formazione del Contrin a contatto tettonico (faglia trascorrente) con la Formazione di Werfen (foto D.G.).

Si continua a risalire ancora fra i detriti poi, superato il solco della Val Civetta si ritrova la strada, rovinata, ma percorribile, si prosegue quindi (dopo aver attraversato un'altra vallecola) fino alla deviazione per Casera d'Angheràz Bassa (1046 m s.l.m.). La strada per la casera si stacca a sinistra e scende nel bosco di faggi e abeti fino ad un tornante da cui risale improvvisamente verso destra in direzione della Casera, recentemente restaurata e ubicata vicino ad un caratteristico enorme masso. Proprio dal tornante si stacca la traccia di una vecchia strada silvo-pastorale che continua in discesa dentro al bosco, quasi subito essa si trasforma in sentiero che conduce alla zona delle sorgenti.

La valle di San Lucano fra le numerose valli che solcano il Gruppo Pale di San Martino-Pale di San Lucano è la più profondamente incassata, di conseguenza è quella che raccoglie la maggior parte delle acque che cadono sui monti e sugli altopiani circostanti, filtrano attraverso le fessure e le fenditure delle rocce e riemergono a fondovalle.
Geologo e idrogeologo hanno due vi-

sioni diverse delle montagne, per il geologo esse sono fatte di rocce di varia tipologia (magmatiche, sedimentarie, metamorfiche), per l'idrogeologo esse sono dei serbatoi d'acqua (acquifero) delimitati da rocce impermeabili (acquicludo). Le rocce carbonatiche che compongono la scogliera delle Pale di San Martino-San Lucano (Formazione del Contrin, Formazione dello Sciliar, Dolomia Cassina) grazie alla rete di fratture che le attraversano e alla dissoluzione carsica costituiscono un grande acquifero ad alta quota. Gli strati che stanno a letto della Formazione del Contrin (Formazione di Agordo, Conglomerato di Voltago, Formazione di Werfen) possiedono una significativa componente argillosa che li rende impermeabili (acquicludo). Molte delle sorgenti della Valle di San Lucano sono emergenze per soglia di permeabilità, le più importanti sono quella delle Fontane poco a Sud di Col di Prà con una portata fra 100 e 200 l/s e quella della Scafa-San Lucano alla base del Livinàl dell'acqua che ha una portata oscillante da qualche decina di litri fino a 300 l/s.
Un altro importante "serbatoio" è costituito dai depositi alluvionali, detritici e glaciali che occupano il fondovalle. La coltre detritica della Val d'Angheràz accoglie al suo interno un vasto acquifero alimentato dalla pioggia, da sorgenti sepolte, dal ruscellamento superficiale e dalle acque di scioglimento della neve accumulata, grazie alle valanghe, nei profondi canaloni che solcano il fianco destro della valle. In alcuni di essi la neve permane per tutto il corso dell'anno, allo sbocco della Val di Toront sono presenti argini nivali attivi a quota davvero bassa, meno di 1300 m s.l.m..

Poco a valle della Casera d'Angheràz bassa riemergono in superficie le acque infiltrate nel materasso alluvionale più a monte. Le sorgenti sono distribuite in due aree, la più grande è poco sotto la Casera Angheràz bassa. In quest'area le acque emergono in modo diffuso dai detriti, la sorgente più copiosa fuoriesce da sotto un masso e ha una portata variabile da alcuni litri al secondo a 200 l/s, in totale l'acqua proveniente da questo gruppo di sorgenti va dai 200 ai 500 l/s. L'altro gruppo di sorgenti è dall'altra parte del Tegnàs, il percorso per raggiungerle non è semplice da individuare e l'area è particolarmente

Il nevaio perenne della Val Toront (oltre un ettaro di superficie nei periodi di massimo ritiro) con il suo grande argine nivale (22.08.2010), visto dalle Pale del Balcon. Su questo nevaio all'inizio degli anni ottanta veniva praticato lo sci estivo (foto D.G.).

Disegno schematico che illustra le tipologie di acquiferi della Val d'Angheraz (dis. D.G.).

delicata, bisognerebbe entrarci davvero in punta di piedi.
Dopo la visita alle sorgenti si ritorna per lo stesso percorso a Col di Prà da dove si prosegue lungo la strada in direzione di Pont; superato il ponte che sostituisce quello divelto dal T. Bordina durante la Tempesta Vaia, si continua salendo lungo la strada militare (possibilità di parcheggiare per chi è arrivato qui in auto e intende percorrere solo la parte alta del percorso geologico). Giunti al primo tornante (quota 900 circa) si lascia la strada militare e si imbocca il ripido sentiero che conduce alla Cascata dell'Inferno. Il sentiero, che richiede meno di un'ora fra andata e ritorno, non è adatto a tutti perché nell'ultimo tratto, poco prima di raggiungere la cascata, c'è un passaggio esposto e parzialmente attrezzato con corde metalliche.

Sorgenti del Tegnàs a valle di Casera Angheràz (foto D.G.).

Sorgenti orientali del Tegnàs (foto D.G.).

10. CASCATA DELL'INFERNO
(1020 m s.l.m.)

FORMAZIONE DI AGORDO E CONGLOMERATO DI VOLTAGO

(ANDATA E RITORNO DA COL DI PRÀ RICHIEDONO UN'ORA CIRCA)

Lungo il Torrente Bordina affiora per un lungo tratto la Formazione di Werfen, essa è costituita da un consistente pacco di strati che nell'insieme presenta caratteristiche simili (rocce calcareo-marnose, siltoso-arenacee, sottilmente stratificate e quindi facilmente erodibili), ma se guardiamo nel particolare la composizione litologica e i caratteri sedimentologici mutano in continuo. Questa variabilità ha spinto i geologi a suddividere la formazione in 9 membri (un membro è un'unità litostratigrafica di ordine gerarchico inferiore rispetto alla formazione), al fine di riconoscere in ciascuno di essi una maggior uniformità.

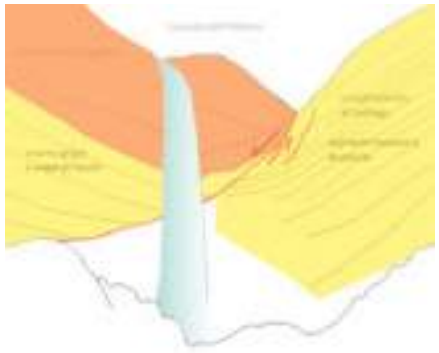
Formazione di Werfen, Membro di Campil lungo il T. Bordina (foto D.G.).

Gli strati rocciosi appartenenti alla F. di Werfen sono il risultato di un lungo periodo di sedimentazione in ambiente marino costiero, in prevalenza dentro la fascia di oscillazione delle maree. L'azione combinata di più fattori (subsidenza, sedimentazione e oscillazioni del livello del mare) ha prodotto cambiamenti ambientali che si sono succeduti per tutto il Triassico Inferiore (252-247 MA). La grande diffusione di impronte del moto ondoso (*ripple*) nelle rocce siltoso-arenacee del Membro di Campil o nelle calcareniti del Membro di Cencenighe testimoniano ambienti di spiaggia, così come le sabbie oolitiche del membro dell'Oolite a Gasteropodi, simili a quelle presenti sulle spiagge delle isole Bahama. I calcari marnosi ricchi di bivalvi del genere *Claraia* del Membro di Siusi richiamano invece una piana di marea con bassi fondali soggetti saltuariamente all'azione del moto ondoso. Il Membro di Val Badia con le sue ricche associazioni paleontologiche (bivalvi, gasteropodi del genere *Natiria* e ammoniti del genere *Tirolites*) denota ambienti marini un po' più profondi, al di sotto dell'azione del moto ondoso. Nella Valle di San Lucano affiorano estesamente solo i membri più recenti della formazione.

In basso, sulla sponda sinistra del T. Bordina, l'erosione avvenuta durante la Tempesta Vaia ha messo a nudo una serie di strati di colore arenacei, siltosi e marnosi di colore in prevalenza rosso, appartenenti al Membro di Campil, con la classiche strutture sedimentarie (*ripple mark* e tempestiti) che indicano un ambiente dominato dal moto ondoso.

Gli strati del Membro di Val Badia, di tonalità grigie, affiorano poco più in alto, sempre in sinistra idrografica. Solitamente il Membro di Val Badia è caratteristico di ambienti subtidali (al di sotto della profondità di oscillazione della marea) e in questa zona presenta però caratteri che indicano un passaggio ad ambienti di minor profondità (peritidali), si tratta di dolomie marnose bioturbate alternate a siltiti policrome; e verso l'alto calcari e calcari dolomitici marnosi e siltosi grigi.
Il successivo Membro di Cencenighe ha uno spessore di 70-80 m ed è composto da dolomie e calcari oolitico-bioclastici, di colore giallo e rosso, con laminazioni incrociate. A questi strati, interpretati come depositi prodotti da barre litorali controllate dalle maree, si alternano siltiti e marne grigie bioturbate, di ambiente subtitale e siltiti e argilliti rosse in cui la presenza di poligoni di disseccamento (*mud-craks*) indica un ambiente inter- supratidale.
La formazione termina con il membro di S. Lucano, esso ha una potenza di 40-60 m ed è formato da arenarie rosse in strati decimetrici con laminazione orizzontale e incrociata, *ripple* da onda e da corrente; da siltiti, argilliti, dolomie siltose e marnose varicolori (gialle, grigie, rosse, violette) con *ripple* e *mud-cracks*, strutture tipiche di aree soggette ad emersioni e sommersioni. Nella parte medio alta del membro si riduce la componente terrigena e diventano dominanti dolomie color grigio chiaro, bioturbate, alternate a siltiti varicolori.
Lungo il torrente alla base della prima cascata alta affiora la Dolomia del Serla inferiore composta da dolomie microcristalline biancastre o grigio chiare in strati dai 10 ai 60 cm, con giunti netti e piano-paralleli, è un deposito di piattaforma carbonatica peritidale.
Alla Dolomia del Serla succede il Conglomerato di Voltago. Il Conglomerato di Voltago è un deposito di conoide alluvionale formato da detriti erosi da un'area emersa posta più a Sud, in questa zona lontana dall'area di provenienza e vicino al mare è composto quasi totalmente da strati arenacei. Un livello conglomeratico spesso alcuni decimetri, poco prima della cascata spicca all'interno degli strati di arenarie rossicce. Sotto al banco conglomeratico gli strati arenacei sono attraversati da fratture verticali sulle cui superfici compaiono delle strutture tettoniche particolari dette "strutture piumate" per la loro somiglianza con il disegno di una piuma. Esse si sviluppano sulla superficie delle fratture e indicano direzione e verso di propagazione dell'energia (verso l'esterno della "piuma") che si irradia trasversalmente rispetto al piano di faglia, durante il movimento della faglia stessa.

La Cascata dell'Inferno è un tipico esempio di erosione selettiva, il resistente bancone calcarenitico (Calcareniti di Listolade) della Formazione di Agordo sporge a strapiombo rispetto ai litotipi arenaceo-siltosi teneri della parte inferiore della F. di Agordo e del Conglomerato di Voltago; all'interno di questi strati sono spesso presenti resti vegetali (in prevalenza si tratta di conifere e felci).
Sulla destra del salto il bancone è interrotto da una faglia che ha abbassato il blocco a occidente (sinistra) rispetto a quello a oriente (destra).



Schizzo geologico dell'area della Cascata dell'Inferno (dis. D.G.).

La cascata dell'Inferno con gli strati varicolori del Conglomerato di Voltago (foto D.G.).

Livello conglomeratico appartenente alla Formazione del Conglomerato di Voltago (foto D.G.).

Struttura "piumata" che attraversa uno strato di arenaria del Conglomerato di Voltago. Si tratta di un classico tectoglifo (indicatore tettonico) che mostra la direzione in cui si è propagata l'energia liberata dalla faglia (in questo caso da sinistra a destra) lungo le fratture laterali che si sviluppano durante l'attivazione della faglia stessa (foto D.G.).

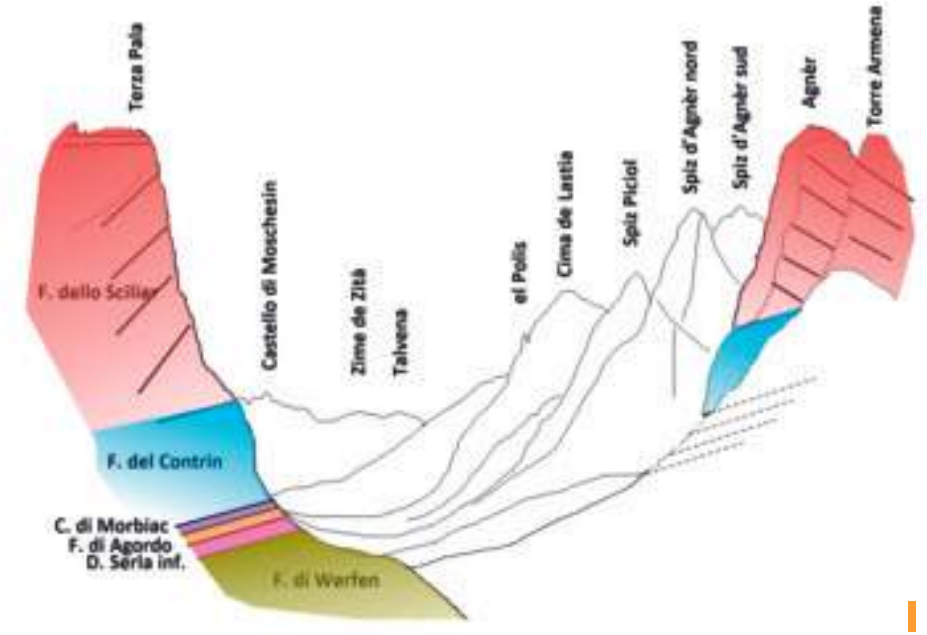
Dopo la visita alla cascata si ritorna al tornante e si segue la strada militare per un centinaio di metri fino ad imboccare, sulla destra, il sentiero CAI n. 761 che conduce a Pont (più comodamente si può procedere sulla strada che sale con pendenza dolce e costante).
Lungo il sentiero si incontra una sorgente carsica diffusa dal regime molto variabile, che solitamente scompare nelle estati secche. Poco più avanti camminando si ha una netta sensazione di fresco, infatti da una fessura nel detrito esce un leggero flusso d'aria decisamente fredda. Ci troviamo su un grande corpo di frana (come abbiamo visto si tratta di una Deformazione Gravitativa Profonda di Versante), molto probabilmente questa fenditura è in comunicazione con l'esterno, tramite una rete di vuoti, a una quota più alta. L'aria fredda invernale scende attraverso le cavità richiamando nuova aria dalla zona circostante, il flusso d'aria gelida continua a raffreddare l'ambiente sotterraneo creando all'interno delle cavità dei depositi di ghiaccio che anche a stagione avanzata continuano a raffreddare l'aria che fluisce dall'alto attraverso le fessure delle rocce. Si procede lungo il sentiero fino ad incrociare la strada militare a quota 1088 circa.

11. LA SEZIONE AD “U”
(1088 m s.l.m.)

PANORAMA SULLA GRANDE SEZIONE COMPRESA FRA TERZA PALA E AGNÈR

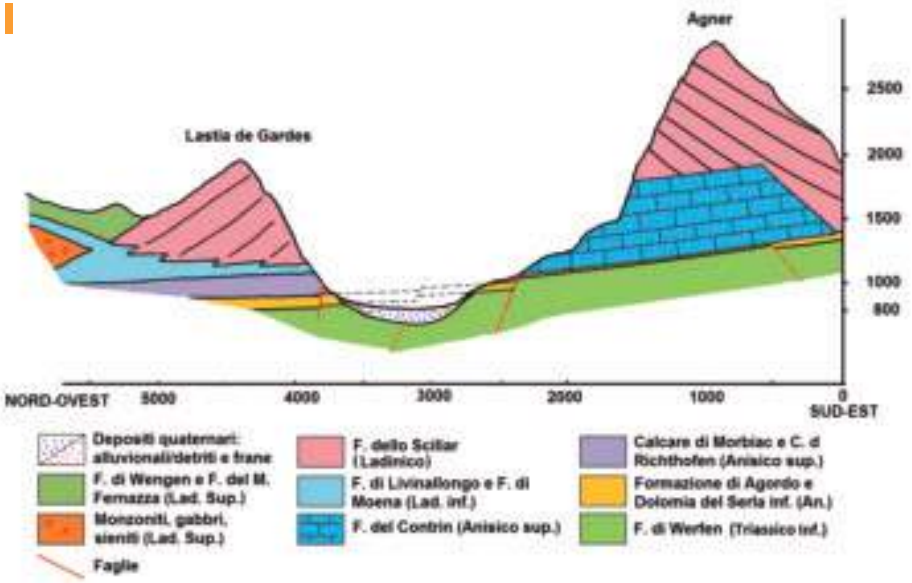
Da pochi metri a monte dell’incrocio si può ammirare in tutto il suo splendore una sezione da manuale di valle glaciale: la Valle di San Lucano con il suo caratteristico e gigantesco profilo ad “U” compreso fra la Terza Pala e l’Agnèr, larga 3000 metri e profonda 2100 metri.
Il profilo è leggermente asimmetrico col fianco sinistro più ripido, perché scolpito in strati a reggipoggio e quello destro, meno inclinato perché modellato in strati a franapoggio e alla base in depositi di frana.
Continuando sulla strada militare dopo circa 500 metri si raggiunge la località Pont (1149 m s.l.m.).

Poco prima di giungere a Pont si può ammirare la Valle di San Lucano col suo classico profilo ad “U”, a sinistra le Pale di S. Lucano a destra l’Agner (Foto D. G.).



Schizzo geologico della Valle di San Lucano fra la Terza Pala e il M. Agnèr (dis. D.G.).

Sezione geologica della Valle di San Lucano fra la Lastia de Gardes e Il Monte Agnèr. Nel disegno si può cogliere la distribuzione generale degli strati disposti a franapoggio poco inclinato verso NO. Alla base dell’Agnèr affiora un consistente pacco di strati appartenenti alla Formazione del Contrin che mancano completamente sulla Lastia dove sono sostituiti dal Calcare di Morbiac (dis. D.G.).



12. PONT
(1149 m s.l.m.)

LE CAVE, LA FORMAZIONE DI MOENA

(ANDATA E RITORNO DA COL DI PRÀ RICHIEDONO CIRCA 2 ORE)

Arrivati a Pont si può ammirare una bella cascata scolpita nel Calcare di Morbiac, un calcare marnoso grigio scuro di aspetto nodulare deposto nell'Anisico superiore in ambienti di acque poco profonde, a volte zone palustri.
Gironzolando nella zona in sinistra idrografica ci si può imbattere nei resti di un'attività estrattiva abbandonata ormai da tempo. Nel primo dopoguerra in una serie di piccole cave, qualcuna anche in sotterraneo, si estraeva il "Marmo Nero di Taibon", un calcare bituminoso scuro appartenente alla Formazione di Moena. Sono ancora visibili nella zona resti di macchine, blocchi semilavorati, segni del taglio su roccia con filo elicoidale. Le cave odorano sensibilmente di zolfo e talvolta dalla roccia scura sgocciolano idrocarburi.

Cascata di Pont: un salto di circa 30 metri scavato su strati del Calcare di Morbiac (foto D.G.).

In una di queste cave dismesse, sulla superficie di taglio della roccia è possibile osservare dettagliatamente la Formazione di Moena che rappresenta qui il riempimento di un piccolo bacino intra-piattaforma racchiuso da scarpate attive connesse a faglie sin-sedimentarie dell'Anisico superiore. Essa è caratterizzata da due litologie: brecce carbonatiche e calcari scuri. I calcari scuri sono frequentemente laminati in strati tabulari di spessore dai 2 ai 10 cm, alternati ad interstrati marnosi centimetrici. La conservazione di una perfetta laminazione dimostra che l'ambiente di sedimentazione era anossico e pertanto inadatto alla vita di organismi limivori che solitamente rimescolano il sedimento del fondale.
Le brecce sono formate da clasti eterometrici (da pochi cm a mezzo metro circa) di origine bacinale e di piattaforma. I primi sono di dimensioni maggiori e formati da brandelli tabulari della *facies* a laminiti; i secondi invece hanno una forma più arrotondata e sono più piccoli, essi provengono dalla piattaforma del Contrin. Le brecce si sono formate a causa di colate sottomarine che scendendo lungo la scarpata di scivolamento inglobavano i sedimenti di origine bacinale.

Particolare della parete in cui si riconosce la struttura delle roccia (Formazione di Moena) composta da brandelli tabulari scuri (laminiti della Formazione di Moena) e frammenti più arrotondati chiari (Formazione del Contrin) immersi in una matrice scura ricca di sostanze bituminose (foto D.G.).

STORIA DELLE CAVE DI PONT

(Preloran Dino)
Il marmo nero non è molto comune in Italia, soprattutto in strati di spessore superiore ai 50 cm. Nella zona di Pont affiora un calcare bituminoso di colore nero uniforme con strati che raggiungono spessori di diversi metri. Fin dai primi del '900 questo affioramento attirò l'attenzione di imprenditori locali che vedevano in questa pietra una grande possibilità di commercializzazione.
Nel 1910 un imprenditore locale, A.M., tentò un primo timido approccio per aprire una cava a Pont, ma insorsero subito due problemi di non poco conto: la mancanza di una strada carreggiabile di accesso e la scarsa qualità della pietra trovata nei primi assaggi.
Anteriormente alla prima Guerra Mondiale nel Bellunese e nell'Agordini furono costruite molte fortificazioni e diverse strade militari, fra queste opere rientra la strada militare che da Col di Prà porta, attraverso l'altopiano delle Pale di San Martino, al Rifugio Rosetta passando proprio per Pont.
Negli anni che seguirono la fine del primo conflitto mondiale, forte di questa novità che risolveva uno dei problemi, si fecero dei nuovi assaggi che pur dando risultati migliori dei precedenti non sfociarono in nessun tipo di sfruttamento.
L'inizio dell'attività estrattiva avviene in pieno periodo autarchico, negli anni '30 del secolo scorso. L'Italia possedeva pochi tipi di marmo nero di buona qualità e ne importava molto dal Belgio che disponeva di pietre di qualità nettamente superiori rispetto a quello Italiano, ma soprattutto erano di colore nero uniforme.
In quel periodo la produzione nazionale di marmo nero proveniva principalmente da cinque località: il nero di Colonnata dalle Alpi Apuane, il nero di Varenna e di Albino in Lombardia, il nero di Roverè di Velo nel Veronese e il nero del Carso in Friuli. Tutte queste

rocce però avevano il difetto di non essere completamente nere come quelle importate dal Belgio e di contenere inclusioni o venature bianche che ne diminuivano in modo considerevole il pregio.
Il "marmo" nero di Pont era compatto, privo di venature bianche e si trovava in strati di spessore maggiore di 60 cm, caratteristica che lo rendeva utilizzabile in un maggior numero di tipologie di lavorazioni.
Un imprenditore locale, M. D. A., intuisce le potenzialità commerciali che questa roccia poteva avere e il 18 maggio 1935 dà inizio alla coltivazione della cava.
Il 30 marzo 1938 essa viene ceduta alla S.A.M.B. (Società Anonima Marmi Bellunesi) la quale continuò l'attività estrattiva anche durante il secondo conflitto mondiale, tuttavia il materiale rimase invenduto e vennero accumulati oltre 150 blocchi di "marmo" stoccati sui piazzali e lungo la strada. Verso la fine del conflitto si ammodernò ancora l'impianto di taglio introducendo, oltre al filo elicoidale, l'uso della puleggia penetrante di Monticolo, ma subito dopo l'attività si interruppe.
Nel 1960 l'attività è ripresa, ma in modo discontinuo, in questo periodo la cava cambia diverse volte gestione con periodi di fermo spesso molto lunghi finché, nel 1968, essa viene definitivamente chiusa.

LAGO DI CONTATTO GLACIALE

A Pont sono stati individuati più affioramenti di limi argilloso-sabbiosi di colore scuro, con frequenti *dropstone* (ciottoli trasportati dagli *iceberg* che, con la fusione del ghiaccio, cadono dentro il materiale più fine di normale sedimentazione lacustre), sulla base delle osservazioni di campagna si ritiene che si tratti di sedimenti lacustri deposti in un lago di contatto glaciale, creatosi nelle prime fasi di ritiro dei ghiacciai würmiani.
Si ipotizza che il lago si sia originato quando il ghiacciaio principale della Val d'Angheràz-Valle di San Lucano si era già notevolmente contratto rispetto alla massima espansione e stazionava ad una quota prossima ai 1200 metri, impedendo il regolare deflusso delle acque provenienti dalla V. Bordina. Qui il ghiacciaio locale, meno alimentato e più soggetto all'ablazione perché esposto a Sud, si era già staccato da quello principale, ritirandosi in Val Reiane e in Val Gardés.

La località Pont è stata danneggiata dalla tempesta Vaia, il torrente Bordina si è disalveato andando a distruggere un tratto della strada militare ed esponendo in superficie gli strati di Calcare di Morbiac.
Si riprende la strada militare fino al tornante dove si può osservare un bell'esempio di pieghe concentriche sviluppate nelle laminiti della Formazione di Moena.
Dopo il tornante (cascata nella Formazione di Moena) si può scegliere se proseguire lungo la strada militare oppure procedere sul sentiero CAI n. 761, che si stacca sulla destra. I due itinerari si incontrano nuovamente in località Pont de la Pita (1326 m s.l.m.) da dove si stacca una traccia di sentiero che conduce (in poco più di un'ora) alla Grotta di San Lucano e un'altra che porta in pochi minuti a Casera Pian della Stua (1373 m s.l.m.). Seguitando sulla strada (sentiero CAI n. 761) si raggiunge il Pian di Reiane (1360 m s.l.m., da cui si può comunque arrivare alla Casera) e continuando si può pervenire a Casera Campigat senza passare per il Pian della Stua.

Parete di una delle cave di Marmo Nero in cui si vedono molto bene le tracce lasciate dal taglio dei blocchi eseguito con il filo elicoidale (foto D.G.).

Cascata alta di Pont: il robusto bancone di brecce della Formazione di Moena sporge rispetto alle più tenere laminiti sottostanti (foto Vittorio Fenti).

Blocchi semilavorati abbandonati in loco (foto D.G.).

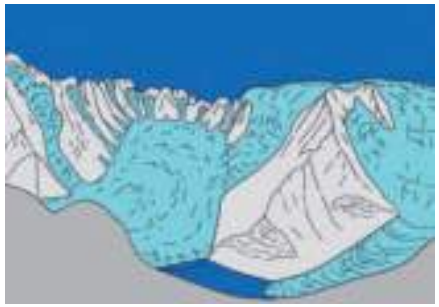
Studenti dell'Istituto Minerario "U. Follador" in una delle cave sotterranee da cui si estraeva il cosiddetto Marmo Nero di Taibon (foto D.G.).

La strada sale con pendenza regolare attraversando pendii erbosi e boscosi dove affiorano rocce vulcaniche compatte (andesiti), lave a cuscino rimaneggiate (*pillow breccia*) e strati sottili appartenenti alla Formazione di Livinnallongo. Poco prima del ricongiungimento col sentiero proveniente dal Pian della Stua (quota 1650 circa) si possono osservare due interessanti affioramenti.

Il primo è lungo una vallecola profondamente incisa nella roccia vulcanica, il fianco sinistro è scolpito nei "*pillow breccia*", quello destro in roccia andesitica (porfiriti augitiche degli Autori) giallastra per alterazione superficiale, ma di colore verde scuro a frattura fresca. Si tratta di un filone strato di andesite, di cui, in basso, si vede bene il contatto inferiore con la Formazione di Livinallongo. Il filone è dislocato da una faglia trascorrente lungo la quale è stata erosa la vallecola.

Pont: livelli limoso-sabbiosi deposti in un lago di contatto glaciale (foto D.G.).

Ricostruzione ipotetica del lago di contatto glaciale di Pont, originato per l'ostruzione della valle di Reiane da parte del ghiacciaio principale di S. Lucano (dis. D.G.).



Le nuvole insinuate nella Valle di San Lucano possono dare un'idea dello sviluppo dei ghiacciai nella valle quando si è formato il lago di contatto glaciale di Pont (foto Corrado Cattadori).

Il secondo, un centinaio di metri dopo, è costituito da un bancone compatto di una breccia composta da clasti appartenenti per la maggior parte alla Formazione di Livinallongo, ma con una discreta frazione di vulcaniti. Si tratta probabilmente del prodotto di sedimentazione di una colata detritica sottomarina.

Strati di Calcare di Morbiac scoperchiati dall'erosione della tempesta Vaia, su cui si nota un blocco semilavorato di "marmo nero" (foto D.G.).

Contatto fra la Formazione di Livinallongo, chiara e fittamente stratificata in basso e il filone strato di andesite di colore verde scuro e bruniccio (foto D.G.).

Pieghe nella Formazione di Moena, le pieghe si formano nell'ambito di una tettonica di tipo compressivo, nelle pieghe concentriche la superficie che divide uno strato dall'altro è una superficie di movimento, lungo la quale gli strati scorrono gli uni sugli altri; pertanto gli strati esterni hanno una curvatura minore mentre quelli interni sono più ripiegati, la piega finisce in strati orizzontali non ripiegati. Le pieghe concentriche si formano a profondità relativamente modesta e sono caratteristiche delle rocce sedimentarie in strati decimetrici, specialmente se le rocce hanno un'elevata componente argillosa (foto D.G.).

Breccia composta da frammenti della Formazione di Livinallongo (clasti rettangolari grigi) e di vulcaniti (clasti irregolari più scuri) (foto D.G.).

13. PIAN DELLA STUA
(1373 m s.l.m.)

PASSAGGIO SCOGLIERA-BACINO

(CIRCA TRE QUARTI D'ORA DA PONT)

La superficie topografica tormentata della zona del Pian della Stua indica che ci troviamo sul macereto di un'antica frana, ormai completamente colonizzata dalla vegetazione anche grazie all'abbondanza nei detriti di materiali di composizione vulcanica molto più fertili di quelli dolomitici.
La Val di Reiane presenta il versante Nord modellato in rocce magmatiche (andesiti, lave a cuscino rimaneggiate) e solcate da canaloni impostati talvolta in corrispondenza di paleo-faglie triassiche. Il fondovalle è scavato in prevalenza nei calcari sottilmente stratificati della F. di Livinallongo, in parte ricoperti da detriti di falda e macereti di frana, l'alternanza di strati a differente resistenza all'erosione ha originato una serie di cascate. Il fianco Sud della valle è interamente scolpito nella Dolomia dello Sciliar e corrisponde alla scarpata di scogliera delle Pale del Balcon.

Casera Pian della Stua con dietro la scarpata di scogliera delle Pale e il Sass Negher (foto D.G.).

La Val di Reiane col Pian della Stua; il pendio sinistro è modellato nelle rocce vulcaniche (lave a pillow rimaneggiate) quello destro è scolpito nella scarpata di scogliera. Ben visibile la parete con lo specchio di faglia che incombe sulla casera (foto D.G.).

A Sud del Pian della Stua una parete rocciosa verticale (recentemente soggetta a piccoli crolli) interrompe con un ripido scalino la scarpata di scogliera. Si tratta di un fenomeno di erosione selettiva in quanto la parete è impostata lungo la fascia di cataclasiti connessa ad una faglia trascorrente verticale, di direzione Est-Ovest, che ha facilitato l'azione degli agenti esogeni.

Dopo la casera, poco discosto dal sentiero si può osservare il contatto fra la scarpata di scogliera (rappresentata da una lingua massiccia di dolomia) e un pacco di strati sottili della Formazione di Livinallongo, di ambiente marino profondo. Un altro affioramento di questa formazione si trova sotto la prima cascata, alla base della quale passa il sentiero.

La Formazione di Livinallongo è tradizionalmente suddivisa in tre membri: *Plattenkalke* (calcari scuri, bituminosi, a laminazioni orizzontali, formati in ambiente anossico, con rare intercalazioni di pietre verdi vulcanogeniche, *Knollenkalke* (calcari selciferi nodulari, sottilmente stratificati con sottili intercalazioni vulcanogeniche) e *Banderkalke* (formato da torbiditi intercalate a marne laminate e a sottili livelli di calcari pelagici). La composizione delle "pietre verdi" indica un apporto vulcanico proveniente da un'area emersa a Sud delle Dolomiti, coinvolta in un'attività vulcanica esplosiva con magmi acidi di tipo riolitico.

Contatto fra una lingua della Formazione dello Sciliar che poggia sugli strati sottili della Formazione di Livinallongo (foto D.G.).

Bancone massiccio di Formazione dello Sciliar interdigitato con gli strati della Formazione di Livinallongo (foto D.G.).

Oltrepassata la cascata il sentiero prosegue attraverso il bosco fino a ricongiungersi con la strada militare e il sentiero CAI n. 761 a quota 1650 circa. Il cammino prosegue sulla strada scavata nelle lave a cuscino rimaneggiate fino a Casera Campigat. Guardando dal secondo tornante verso il torrente sottostante si può individuare nei *pillow breccia*, grazie alla chiazza di color ruggine, una concentrazione di pirite.

Mineralizzazione a solfuri nei pillow breccia lungo il torrente sotto Casera Campigat (foto D.G.).

14. CASERA CAMPIGAT
(1801 m s.l.m.)

LA SCARPATA DI SCOGLIERA

(CIRCA UN'ORA E MEZZA DA PIAN DELLA STUA)

Casera Campigat (q. 1801 m s.l.m.). può fornire, in caso di bisogno, un rustico, ma valido riparo. Nell'area circostante (Sass Negher, Campo Boaro, Val delle Camorze, Coston della Vena) affiorano rocce magmatiche (lave a cuscini rimaneggiate) e talvolta si può osservare direttamente il loro contatto con le rocce dolomitiche. Da queste zone provengono diversi minerali: quarzo, analcime, heulandite, calcedonio e perfino rame nativo.

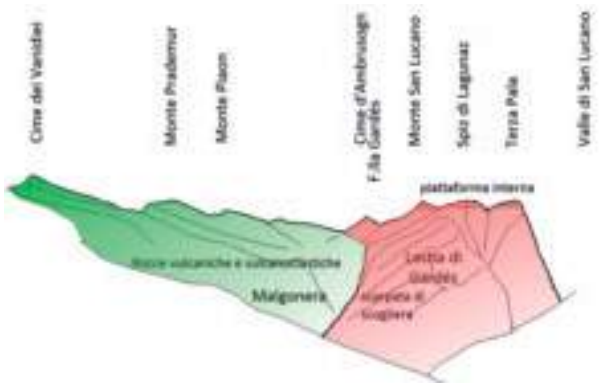
Nel Ladinico superiore l'area Marmolada-Monzoni fu interessata da importanti e persistenti effusioni magmatiche che portarono alla costruzione di un edificio vulcanico, di dimensioni simili a quelle dello Stromboli. Sui fondali sommersi avvenne l'effusione di grandi quantità di lava che a contatto con l'acqua fredda del mare solidificarono con le caratteristiche forme a cuscino (*pillow lava*), quando la lava fuoriusciva dai pendii sottomarini i cuscini rotolavano e si ricompattavano più in basso formando i cosiddetti *pillow-breccia*.

Forcella Cesurette e Casera Campigat, oltre la cresta spunta il villaggio di Garès; si può notare la strada militare che sale con diversi tornanti verso la casera; dalla casera il percorso continua seguendo la cresta verso destra. Sulla sinistra in primo piano è visibile il contatto (tettonico per faglia trascorrente destra) fra le rocce chiare della scarpata di scogliera e le lave a pillow rimaneggiate di colore scuro (foto Lucio D'Alberto).

Da Casera Campigat: la scarpata di scogliera delle Pale di San Lucano ricoperta dalle rocce vulcaniche e vulcanoclastiche del sottogruppo di Cima Pape, la Val di Gardés è impostata proprio lungo il contatto "lava-dolomia" (foto D.G.)

Dalla Casera si ha una splendida visuale sulla scarpata di scogliera delle Pale di San Lucano ricoperta dalle rocce magmatiche di Cima Pape. La litologia è stata in questo caso determinante nell'evoluzione del paesaggio. La Val di Gardés separa due tipi di ambienti completamente diversi, a Sud le rocce carbonatiche della scarpata di scogliera delle Pale di S. Lucano, in strati inclinati di circa 40° (clinostratificazioni) faticosamente colonizzati da una vegetazione stentata composta essenzialmente da pino mugo; a Nord i rilievi (M. Piaon, M. Prademur) modellati nelle rocce vulcanoclastiche (Formazione del M. Fernazza, Conglomerato della Marmolada) e più in basso magmatiche (basalti, monzoniti), da cui derivano suoli fertili che permettono lo sviluppo di ricchi pascoli e boschi di piante d'alto fusto. La situazione delle Pale di San Lucano-Cima Pape ha ispirato al grande geologo austriaco E. von Mojsisovics il concetto di "eteropia di facies".

Dopo Casera Campigat si imbocca il sentiero CAI n. 759 che procede in salita attraverso rocce vulcaniche (lave a cuscini rimaneggiate) fino a guada-



Schizzo geologico del contatto fra le rocce vulcaniche e vulcanoclastiche di Cima Pape e la scogliera delle Pale di San Lucano.

gnare la cresta Valghere-Palalada. Dal crinale il rumore ci segnala la sottostante Cascata delle Comelle con l'acqua che sbuca dall'omonimo orrido e dopo una serie di salti supera il gradino della valle glaciale sospesa, modellato nella Formazione del Contrin, per finire nella sottostante Val Garés.
Il villaggio di Garés è situato su di un conoide alluvionale e chiuso a Nord dalle rocce vulcaniche del Cimon della Stia, sostituite all'improvviso dalle dolomie del Gruppo del Focobon con le sue cime particolarmente articolate, le sue torri snelle e massicce, i circhi glaciali "rintanati" in profondi valloni su cui incombono pareti verticali. Un paesaggio derivante da fenomeni di erosione selettiva sulle rocce dolomitiche fratturate, inclinate e attraversate da filoni magmatici.

Vicino compare la massa scura del Sass Negher con il curioso dente sommitale, più lontano le rocce vulcaniche di Campo Boaro che ricoprono la scarpata di scogliera delle Pale del Balcon.

Più a Nord si mostrano la vasta parete Sud della Marmolada, le Cime d'Auta e più vicino l'enorme "calanco" delle Marmolade, un esteso fenomeno erosivo che coinvolge rocce sottilmente stratificate del Permiano (Arenarie di Val Gardena e Formazione a Bellerophon) e del Trias Inferiore (Formazione di Werfen).
Il sottogruppo di Pape si fa notare, oltre

La cascata delle Comelle supera il gradino di valle glaciale sospesa, impostato nella Formazione del Contrin, in parte inciso dalla gola stretta e profonda dell'Orrido delle Comelle. La fenditura subito a destra della cascata è impostata lungo un filone verticale di andesite sul quale l'erosione è stata più efficacie rispetto alla dolomia che lo circonda (Foto D.G.).

Le rocce vulcaniche del Sass Negher poggiano direttamente sulla scarpata di scogliera delle Pale, creando paesaggi vicini, ma completamente diversi. Si nota la traccia della strada militare che sale verso Campo Boaro (foto D.G.).

Cimon della Stia e Val Garès. Il Cimon della Stia è composto per la porzione superiore da rocce vulcaniche (lave a cuscini) e vulcanoclastiche. Malga Stia, visibile sulla sinistra, è ubicata su un terrazzo di contatto glaciale (foto D.G.).

che per il suo caratteristico colore, per le classiche forme di erosione selettiva come i versanti a gradinata in cui si alternano cengie (roccia tenera) e pareti rocciose (roccia dura) e il rilievo monoclinale (*cuesta*) dei Lastei di Pape che presenta una superficie sommitale modellata nelle tenaci bancate del Conglomerato della Marmolada.

Panoramica verso il gruppo del Focobon, da sinistra in fondo i Bureloni e la Cima di Valgrande poi l'articolata Cima di Focobon, la più compatta cima di Campido, le Torri della 64^ Compagnia (appena visibili), la Cima Zopel e la cima Lastei. A sinistra più in avanti il Sasso Tedesco separato dalla Val di Col dal costone isolato di Drioparei (Cima delle Scalette). In Val di Col si distinguono tre circhi glaciali sospesi sovrapposti.

Lungo il sentiero che procede con qualche saliscendi, sempre su rocce vulcaniche, ci si può imbattere in minerali come l'heulandite che contrasta per il suo colore rosso-arancio col colore verdastro della rocci che la ingloba. Sul versante, a quote diverse si sviluppano tratti sub-orizzontali attribuibili in qualche caso a superfici strutturali, in altri (a quota 1800 circa) a terrazzi di contatto glaciale (terrazzi di *kame*). Si procede sempre lungo il sentiero n. 759 e con qualche lieve saliscendi si arriva a F.lla Caoz (1944 m s.l.m.) e poi si scende a Casera ai Doff (1878 m s.l.m.). Recentemente restaurata, offre un buon punto di appoggio agli escursionisti.

Verso il gruppo di Cima Pape con il rilievo monoclinale (cuesta) dei Lastei di Pape. Si tratta di una classica forma derivante da un processo di morfoselezione in cui un robusto pacco di strati (Conglomerato della Marmolada) protegge quelli più erodibili (Formazione del Monte Fernazza) sottostanti (foto D.G.).

La parete Sud della Marmolada, la "parete d'argento", con davanti da sinistra il Monte La Banca, il Monte Fop e le Cime dell'Auta. La Marmolada, regina delle Dolomiti, si distingue dalla maggior parte delle altre Dolomiti per la sua composizione calcarea. La mancata dolomitizzazione della piattaforma della Marmolada (e di quella contigua di Costabella-Cime dell'Auta) è presumibilmente dovuta al mancato contatto con l'acqua marina, in quanto nel Ladinico superiore essa era completamente ricoperta da rocce vulcaniche impermeabili. Il Calcare della Marmolada (ora Formazione dello Sciliar), ingrigito dal tempo, alterna zone massicce e fratture verticali che creano, in alto, picchi aguzzi, originando un paesaggio simile, per certi versi, a quelli su graniti della Val Masino-Bregaglia o del M. Bianco.

Il versante meridionale del M. Palalada è interrotto da un terrazzo inclinato, si ritiene che si tratti di una superficie strutturale dovuta alla presenza di un livello di rocce dure ricoperto da rocce più tenere, attualmente erose (foto D.G.).

L'enorme calanco delle Marmolade, la più vasta area in erosione delle Dolomiti, scavata negli strati di Arenaria di Val Gardena, Formazione a Bellerophon e Formazione di Werfen.
Queste forme "calancoidi" sono prodotte in un processo articolato in più fasi. All'inizio pioggia battente e grandine asportano i materiali più erodibili (limo e argille), contemporaneamente la pioggia crea sul pendio un ruscellamento diffuso che trasporta i granuli in modo più efficace. Quando l'acqua si riunisce in rivoli, carichi di detriti, la sua capacità erosiva si accresce. Dall'unione dei rivoli si formano solchi più ampi e profondi, che accelerano l'azione erosiva e vanno a convergere creando vallecole ancora più profonde. Questo processo fa sì che il trasporto solido del Torrente Gavon sia particolarmente intenso con frequenti fenomeni di trasporti di massa (foto D.G.).

15. CASERA AI DOFF
(1878 m s.l.m.)

IL CONGLOMERATO DELLA MARMOLADA

(CIRCA 2 ORE DA CASERA CAMPIGAT)

Da Forcella Caoz (1944 m s.l.m.) e da Casera ai Doff si ha una splendida visuale sulla catena dell'Agnèr e sull'enorme circo glaciale della Val d'Angheràz. L'influenza della tettonica nello sviluppo del paesaggio è evidente: lungo le faglie trascorrenti caratterizzate da piani di faglia verticali, si sono impostati i canaloni che incidono, frammentandolo, il lungo crinale dallo Spiz d'Agnèr alla Croda Granda.

Anche ad un esame superficiale ci si accorge che le rocce affioranti in questa zona non sono più le lave a cuscino rimaneggiate che ci hanno accompagnato fin qui. Il motivo di questa variazione è legato a una paleofaglia diretta ladinica (sviluppata in direzione F.lla Caoz-Pont) che ha determinato uno sprofondamento dell'area orientale (Malgonera) rispetto a quella occidentale (Campigat). La conseguenza più evidente di questa faglia è proprio il cambiamento del substrato roccioso che a Casera ai Doff è composto da Conglomerato della Marmolada, normalmente sovrapposto alle lave.

Dal sentiero verso F.lla Caoz verso il M. Caoz (Formazione del M. Fernazza), i Lastei di Pape e Casera ai Doff (foto D.G.).

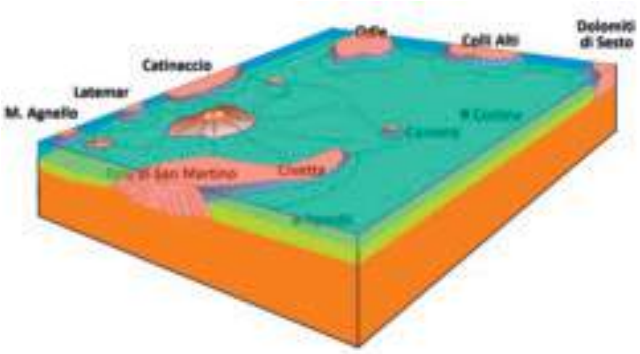
La Val d'Angheràz dai dintorni di F.lla Caoz con lo Spiz d'Agnèr Nord (2544) e Sud (2615), l'Agnèr (2873), la Torre Armena (2652), i Lastei d'Agner (2844), il Sass de le Caore (2762), il Sass de le Snare (2668), la Cima della Beta (2723), la Croda Granda (2849) e le Cime del Marmor fra le quali si riconosce il piccolo glacionevato del Marmor. L'intera catena è sviluppata (per lo meno nelle parti superiori) nella Formazione dello Sciliar, i canaloni che intagliano profondamente la catena si sono sviluppati in corrispondenza delle fasce di roccia fratturata per azione di faglie trascorrenti a sviluppo verticale (foto D.G.).

Lo smisurato spigolo Nord dell'Agnèr da F.lla Caoz (foto D.G.).

Conglomerato della Marmolada nei pressi di F.lla Caoz (foto D.G.).

Come abbiamo già visto nel Ladinico superiore nelle Dolomiti si svilupparono due apparati vulcanici (Predazzo e Monzoni). Il protrarsi dell'attività vulcanica mutò radicalmente il paleoambiente dolomitico e il mare profondo 7-800 metri che separava le isole carbonatiche iniziò a riempirsi per l'accumulo di vari materiali: frane e colate laviche erano concentrate nelle Dolomiti Occidentali mentre le ceneri e le sabbie vulcaniche della Formazione del M. Fernazza attraverso frane sottomarine e correnti di torbidità arrivavano anche nelle Dolomiti Orientali.

Il vulcano di Predazzo, svuotata completamente la camera magmatica, collassò all'interno della sua caldera. Il vulcano dei Monzoni, come lo Stromboli era soggetto a franamento dei fianchi e all'azione erosiva degli agenti esogeni.
Il Conglomerato della Marmolada rappresenta il prodotto più grossolano dello smantellamento degli edifici vulcanici presenti nella zona Marmolada-Monzoni, esso ha una potenza massima di 1300 metri proprio nel gruppo di Cima Pape.
È un conglomerato ad abbondante matrice sabbiosa, costituito in prevalenza da ciottoli di andesite con elementi di dimensioni variabili da quelle di una noce a blocchi metrici; i ciottoli sono arrotondati e sub-sferici, eredità del trasporto fluviale e del rimaneggiamento del moto ondoso lungo il litorale. La deposizione finale sul fondale marino avveniva per frane e trasporti di massa che andavano a formare conoidi sottomarine (*fan delta*). Il conglomerato è distribuito attorno al gruppo della Marmolada, ma allontanandosi dai vulcani la dimensione dei grani diminuisce e contemporaneamente aumenta la frazione fine, lateralmente esso è sostituito dalle arenarie fini, tufacee, di colore grigio-verdastro, alternate ad argille scure sottilmente stratificate della Formazione di Wengen, prodotto della risedimentazione da parte di correnti di torbidità dei materiali più fini provenienti dalle scarpate sommerse dei rilievi vulcanici.
Lasciata la casera ai Doff si procede in discesa sul sentiero CAI n. 762 verso Malgonera, lungo il percorso si attraversa una valletta dove affiora la Formazione di Livinallongo che presenta gli strati caratterizzati da tipici fenomeni di erosione selettiva.



Ricostruzione della paleogeografia delle Dolomiti nel Ladinico Superiore con i vulcani di Predazzo e dei Monzoni fra le piattaforme carbonatiche (dis. D.G.).

La devastazione prodotta dalla tempesta Vaia sulla foresta demaniale di Malgonera (foto D.G.).

Formazione di Livinallongo (foto D.G.).

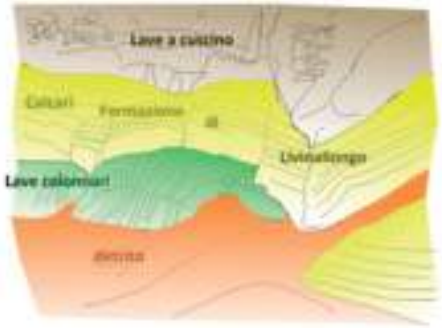
16. MALGONERA
(1700 ca m s.l.m.)

LE LAVE A CUSCINO

(20 MINUTI DA CASERA AI DOFF)

Sopra la località Malgonera (lungo il sentiero CAI n. 762 a quota 1700 circa) si può osservare uno straordinario affioramento che documenta le relazioni fra vulcanesimo e sedimentazione; un pacco di strati calcarei sottilmente stratificati della Formazione di Livinallongo è ricoperto da una spettacolare sequenza (diverse centinaia di metri) di lave a cuscino (*pillow lava*).
Le lave a cuscino sono caratteristiche delle effusioni magmatiche in ambiente subacqueo. Il raffreddamento della lava a causa dell'elevata differenza di temperatura fra acqua e magma, avviene in un tempo estremamente breve, ciò comporta la formazione di una sottile crosta vetrosa, dietro la quale si accumula ancora nuova lava, a un certo punto con l'aumento della pressione, la crosta si rompe e si verifica una nuova fuoriuscita di magma che si raffredda bruscamente e fa proseguire il processo. Il flusso di magma determina una continua sovrapposizione di blocchi rotondeggianti che, rimanendo all'interno inizialmente plastici, si assestano, deformandosi, fino al completo raffreddamento. Le lave a cuscino di Malgonera sono il prodotto di un'attività magmatica sottomarina persistente e la loro sequenza è la più potente delle Dolomiti.
Alla base della parete, compreso all'interno della Formazione di Livinallongo, affiora un grosso filone strato di rocce basiche (andesiti-basaltiche) contraddistinte da un'evidente fessurazione colonnare. Le lave a fessurazione colonnare si formano a causa della contrazione termica della lava durante il processo di raffreddamento, quando esso avviene in presenza di una modesta copertura rocciosa. Anche in questa zona è possibile rinvenire diversi minerali: calcite, calcedonio, analcime, quarzo.

Lave a cuscino (*pillow lava*) tipiche di effusioni magmatiche in ambiente sottomarino ricoprono gli strati calcarei della F. di Livinallongo, all'interno della quale si osservano filoni strato di rocce simili al basalto dalla tipica fessurazione colonnare (foto D.G.)



Schizzo geologico relativo all'immagine precedente (dis. D.G.).

Malga Malgonera con sullo sfondo la parete di lave a cuscino. In alto il Monte Caoz modellato nella Formazione del Monte Fernazza (foto D.G.).

Proseguendo lungo il sentiero, dopo poche centinaia di metri si giunge a Malga Malgonera (1581 m s.l.m.), restaurata dal CAI di Ponte di Piave-Salgareda. Da qui si può godere di un bel panorama verso le Pale di San Martino con la scarpata di scogliera delle Pale del Balcon, ricoperta dalle rocce vulcaniche del Sass Negher e di Campo Boaro. Dalla Malga volgendo lo sguardo verso Nord si può osservare nella sua interezza l'affioramento di lave a cuscino e verso l'alto la F. del M. Fernazza che essendo più erodibile forma una cengia erbosa, in cima il Conglomerato della Marmolada dà origine ad una robusta cornice rocciosa.

Da Casera Gardès la Val di Reiane, valle glaciale (sospesa) ubicata proprio lungo il contatto fra la scarpata di scogliera, in Formazione dello Sciliar, delle Pale del Balcon (sinistra) e le rocce vulcaniche e vulcanoclastiche del Sass Negher e della dorsale Cesurette-Palalada-Caoz; lungo il fondovalle affiora la F. di Livinallongo. Con la scomparsa dei ghiacciai frane e corsi d'acqua, operando su un substrato roccioso vario e complesso, hanno prodotto scarpate, ripiani, cascate, canaloni e brevi forre. Sul fondo la catena settentrionale delle Pale con Cima Vezzana, Cima dei Bureloni, Focobon, Cima di Campido e M. Mulaz (foto D.G.).

17. VAL GRANDE
(1340 m s.l.m.)

LE ROCCE DEL LACCOLITE DI MALGONERA

(MEZZ'ORA DA MALGONERA, UN'ORA PER RAGGIUNGERE COL DI PRÀ)

Il sentiero CAI n. 762 scende da Malgonera verso Pont all'interno di quella che prima della tempesta Vaia era la Foresta demaniale di Malgonera e attraversa la Val Grande. In questa zona è possibile incontrare rocce magmatiche intrusive alquanto rare come pirosseniti, gabbri, monzoniti e sieniti. Le pirosseniti sono rocce molto povere di silice (rocce ultrabasiche) di colore scuro, costituite in gran quantità da cristalli prismatici neri di pirosseno augitico e con piccoli cristalli verdi di olivina. I gabbri sono composti in quantità simili da pirosseno augitico (prismatico, nero) e plagioclasio (color grigio chiaro e aspetto vitreo).

La monzonite è una roccia studiata per la prima volta al mondo proprio nelle Dolomiti e precisamente nei Monti Monzoni, da cui ha preso il nome. I Monzoni sono un gruppo montuoso modesto, che passa inosservato nell'ambito della Regione Dolomitica, ma anch'esso ha lasciato una notevole traccia nel mondo della geologia grazie ad ALBERT DE LAPPARENT, rinomato geologo francese. DE LAPPARENT si occupò proprio della geologia dei Monzoni, nel suo studio, pubblicato negli *Annales des Mines* del 1864, egli coniò il termine "monzonite" per definire la roccia più comune dei Monzoni, una roccia intrusiva a struttura granulare (i cristalli che la compongono hanno dimensioni simili fra loro), costituita in ordine decrescente da feldspato potassico e plagioclasio (minerali chiari, costituiscono più del il 70% della roccia), orneblenda, augite e biotite (minerali scuri, 20 %), quarzo (meno del 5%); da allora tutte le rocce intrusive con questa composizione vengono definite monzoniti.

La sienite è di un prevalente color rosa scuro, dato dalla massiccia presenza di feldspato potassico (ortoclasio), essa contiene anche cristalli nero-verdastri di orneblenda.

Ci si potrebbe chiedere come sia possibile che in un'area così limitata sia concentrata una tale varietà litologica. Le rocce qui affioranti appartengono ad un piccolo plutone a forma di lente, detto laccolite, intruso nelle rocce a bassa profondità. Il magma di composizione andesitico-basaltica proveniva dallo stesso serbatoio che ha dato origine al vulcano Marmolada-Monzoni. Dopo la sua messa in posto il fuso magmatico ha subito un processo di differenziazione dovuto all'azione combinata di raffreddamento e gravità. Il processo di solidificazione di un magma non avviene, come accade per i minerali, ad una specifica temperatura, ma si sviluppa nell'ambito di alcune centinaia di gradi; prima cristallizzano i minerali caratterizzati da alte temperature di fusione poi, gradualmente, con l'abbassamento di temperatura, tutti gli altri. I primi minerali a cristallizzare sono olivina e pirosseno (detti minerali femici perché ricchi di ferro e magnesio e poveri in silice), essendo più pesanti del magma dal quale provengono tendono a cadere attraverso il fluido e ad accumularsi alla base della camera magmatica (si formano le pirosseniti). Il magma rimasto dopo la loro cristallizzazione si ritrova proporzionalmente più ricco di silice rispetto a quello originario, infatti la cristallizzazione di olivina e pirosseno ha sottratto dal fuso un'elevata percentuale del ferro e del magnesio in essi abbondanti, ma, nel contempo, una modesta percentuale di silice. Abbassandosi la temperatura inizia a solidificare, accanto ai femici, anche il plagioclasio (si originano così i gabbri), poi l'orneblenda (solidificano le monzoniti), infine quando i minerali femici sono ormai in quantità limitata abbiamo la cristallizzazione di rocce chiare come la sienite, composta da elevate quantità di minerali ricchi in silice come feldspato potassico, plagioclasio, quarzo e con pochi femici (orneblenda e biotite).

Il sentiero continua e dopo un tratto molto ripido si ritorna alla località Pont, da cui si scende lungo il sentiero CAI 761 e si ritorna a Col di Prà.

Val Grande, affioramento di pirosseniti, rocce intrusive ultrabasiche di colore scuro (foto D.G.).

18. LISTOLADE E LA VAL CORPASSA

"Non potemmo tuttavia oltrepassare Listolade senza arrestarci un minuto, per gettare un'occhiata entro la Valle della Corpassa, che si apre sulla sinistra del Cordevole. Un colosso di monte, una tela d'ignude rupi, ne chiude lo sfondo. Vedeste mai una montagna più bella o più orrida? È la Civita, detta anche Corpassa, vista da mezzodì, più simile a un'immensa muraglia diroccata che ad una montagna."

da «Il Bel Paese» di A. Stoppani

IL GRUPPO DEL CIVETTA

Le Dolomiti rappresentano l'archetipo di una particolare tipologia di paesaggio definito appunto "paesaggio dolomitico", presente anche in altre parti del mondo dove però non raggiunge lo splendore, la grandiosità, la potenza delle nostre montagne. Le Dolomiti sono un bene seriale, costituito da un insieme di sistemi montuosi che presentano aspetti comuni, ma si distinguono l'uno dall'altro per caratteristiche peculiari. Un sistema è composto da uno a più gruppi montuosi ed è difficile trovare tutte le caratteristiche che hanno reso le Dolomiti Patrimonio dell'Umanità in un singolo monte, ad eccezione del Civetta.

Il gruppo del Civetta attraverso la Val Corpassa (foto D.G.).

La parete Nord del M. Civetta da Ronch di Laste: "la più grandiosa muraglia della Dolomiti, che con le sue vertiginose scanalature, può assomigliare alla sagoma di un organo immenso." (Dino Buzzati, L'uomo e la parete 6/10/1932).
L'enorme edificio roccioso di cui si compone il M. Civetta è divisibile in due unità; quella inferiore (da fondovalle al Col Rean, al centro della foto) è formata da Formazione dello Sciliar e rappresenta la propaggine orientale della grande scogliera delle Pale di San Martino; quella superiore invece è modellata nella Dolomia Principale e nei Calcari Grigi. L'ampia cengia compresa fra le due unità si sviluppa in corrispondenza della F. di Travenanzes, scarsamente affiorante perché ricoperta da una falda detritica continua (foto D.G.).

Nel Civetta coesistono le particolarità delle Dolomiti Occidentali, contraddistinte da dolomie compatte di scogliera, con quelle delle Dolomiti Orientali, caratterizzate invece da dolomie stratificate di piana tidale e da calcari liassici. La complessità geologica è elevata e deriva dalla combinazione fra l'articolata paleogeografia ladinico-carnica e la tettonica polifasica alpina.
Il Civetta è una montagna straordinaria, grandiosa, dove l'immensità della parete Nord-Ovest, nota nel mondo germanico come "*die Wand der Wände*", la parete delle pareti, lunga 7 km e alta 1200 metri, contrasta con la moltitudine di torri che ne ricamano le creste; dove dietro un'apparente semplicità si cela una serie complessa e articolata di crinali che racchiudono perle scintillanti e poco conosciute come il Giazér, piccolo ghiacciaio pensile annidato nell'alta Val dei Cantoni, fra le cime più alte del gruppo.

La struttura del paesaggio, la verticalità unita all'imponenza delle sue pareti, la varietà di forme e di colori rendono il Civetta "il monumento naturale al Sublime", la sintesi di tutte le Dolomiti.
Il massiccio Civetta-Moiazza è suddi-

viso in due parti, l'edificio inferiore è modellato nelle dolomie di scogliera (Dolomia infraraibliana degli Autori), esso è separato da quello superiore, scolpito nella Dolomia Principale e nei Calcari Grigi, dalla Formazione di Travenanzes, quasi completamente ricoperta dai detriti di falda.

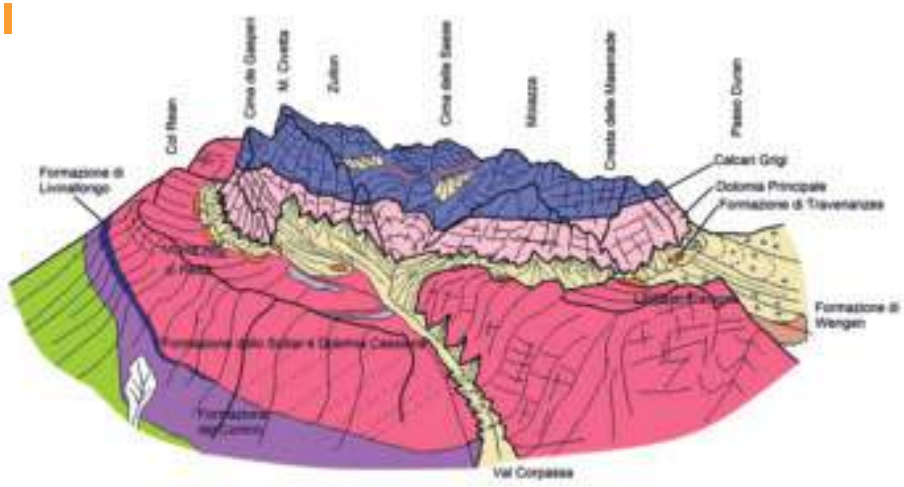
Civetta e Moiazza dalla Prima Pala di San Lucano. Dolomia Principale e Calcari Grigi di colore chiaro contrastano con la sottostante Formazione dello Sciliar che compone le cime del Monte Pelsa (sinistra) e Framont (destra), (foto Lucio D'Alberto).

L'aspetto più spiccatamente dolomitico dell'edificio superiore dipende essenzialmente dalla diversa quota; Dolomia Principale e Calcari Grigi sono ubicati in una fascia altimetrica in cui prevalgono i fenomeni crio-nivali; gli strati dolomitici appartenenti alla F. del Contrin e alla F. dello Sciliar sono collocati invece in un fascia climatica in cui l'efficacia dei processi chimico-biologici ha portato ad una alterazione della roccia con colorazioni più scure rispetto alle quote più alte.

Da Listolade (q. 680 circa m s.l.m.) conviene proseguire in automobile fino a Capanna Trieste (q. 1105 m s.l.m.), altrimenti il dislivello necessario a completare il percorso diventa impegnativo (1200 metri circa) e comunque nel primo tratto della Val Corpassa non vi sono particolarità geologiche importanti.

Per completare il percorso (andata e ritorno da Capanna Trieste) servono circa 5 ore.

Stereogramma del Gruppo del Civetta che mostra la sua suddivisione verticale con l'edificio inferiore di Formazione dello Sciliar e Formazione del Contrin e quello superiore di Dolomia Principale e Calcari Grigi (dis. D.G.).



La Val Corpassa dal ciglio del Van delle Sasse, la rielaborazione fluviale ha cancellato quasi completamente l'originario profilo ad "U" della valle (foto D.G.).

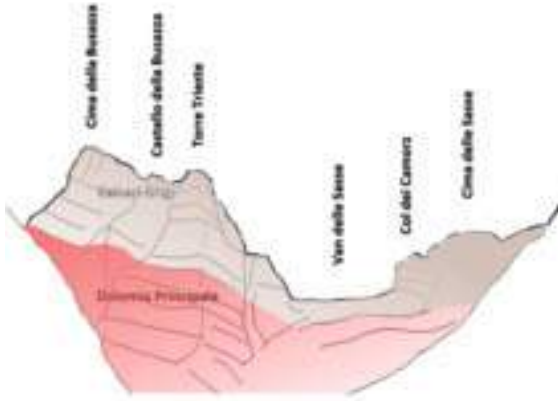
La Val Corpassa è un solco profondamente incassato nell'edificio inferiore del Civetta all'inizio della valle dove affiora per pochi metri la Formazione di Werfen. Alla base dell'opera di presa (a 500 metri da Listolade) si possono osservare alcuni strati appartenenti alla Formazione di Agordo. Attraversato il primo (Ponte di Rabul q. 814 m s.l.m.) la strada corre su detrito di falda e frana. L'impronta ad "U" di valle glaciale è ancora riconoscibile in alcune sezioni, anche se la valle è caratterizzata da una vivace dinamica dei versanti e il torrente Corpassa scorre in un alveo particolarmente instabile cosparso di blocchi e massi enormi.

Le pareti circostanti sono composte in basso dalla Formazione del Contrin e verso l'alto dalla Formazione dello Sciliar. Il loro aspetto non è particolarmente "dolomitico" perché l'alterazione biologica a bassa quota è molto spinta e le rocce sono rivestite di patine scure. Raggiunta Capanna Trieste si può posteggiare nell'ampio parcheggio.

Scorcio verso i Cantoni del Framont con il Campanile di Camp e il Tridente (foto D.G.).

19. CAPANNA TRIESTE
(1105 m s.l.m.)

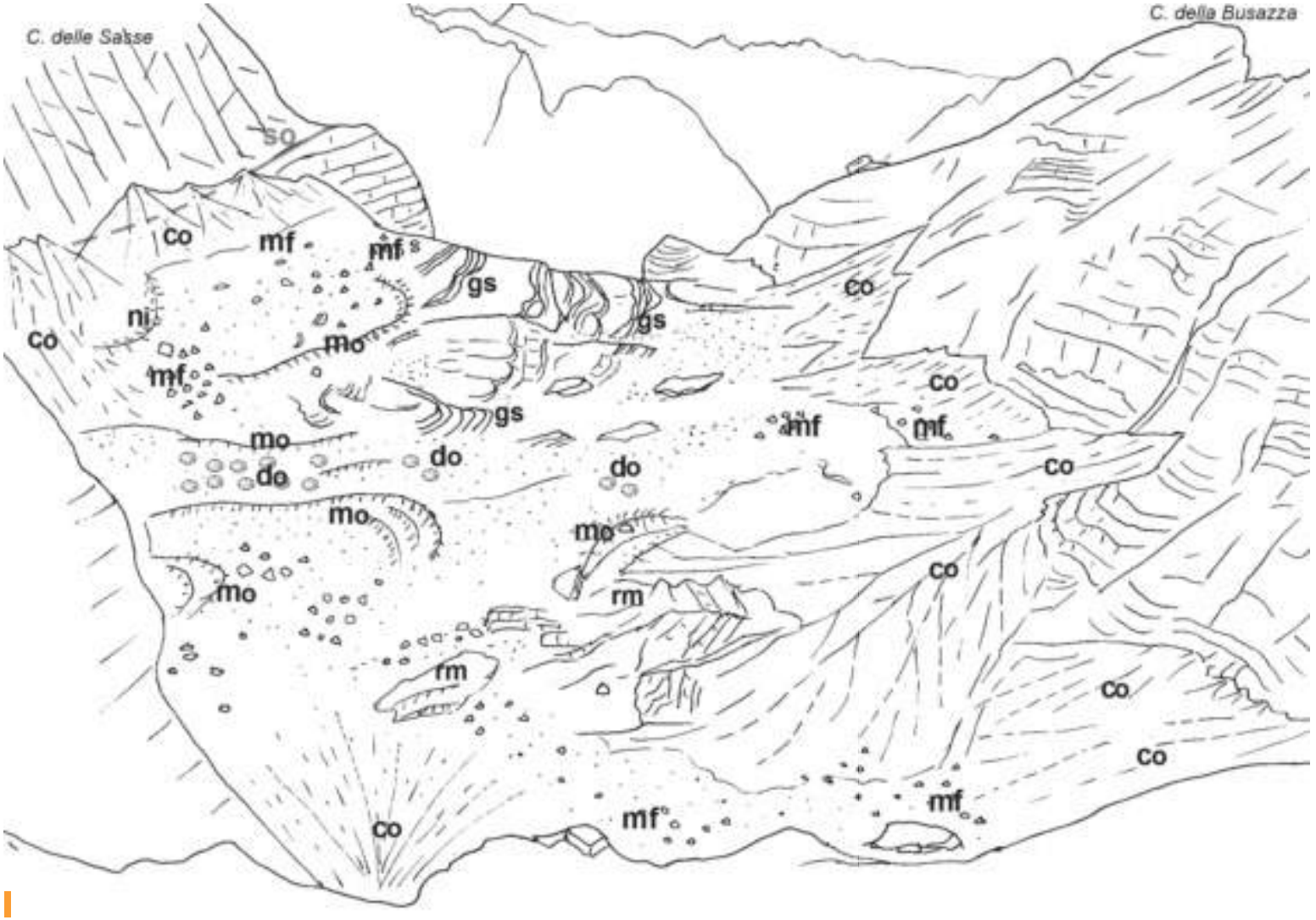
Capanna Trieste è ubicata accanto all'ampio alveo sassoso del torrente, nei pressi di un canalone detritico attivo. Le rocce circostanti appartengono alla Formazione dello Sciliar visibilmente alterata dalla vegetazione, in alto incombe la sagoma slanciata di Torre Trieste (2458 m), 800 metri di parete verticale con a sinistra la Cima della Busazza (2894), 1100 metri di parete e a destra la soglia del Van delle Sasse e la Cima delle Sasse.
Torre Trieste è scolpita per metà nella Dolomia Principale, la Busazza nella parte inferiore in dolomia e in alto, oltre l'interruzione di pendenza, in Calcari Grigi.



Schizzo geologico di Torre Trieste e Cima della Busazza (disegno D.G.).

Cima della Busazza, Torre Trieste e Van delle Sasse da Capanna Trieste (foto D.G.).

Il Van delle Sasse dalla Ferrata A. Tissi.



Il Van delle Sasse dalla Ferrata A. Tissi. Il Van delle Sasse costituisce un classico esempio di circo glaciale con fondo piatto contornato da pareti verticali; le sue dimensioni sono enormi: è largo più di 1 km e lungo quasi 2. Nell'immagine è ben visibile la soglia dalla quale il ghiacciaio scendeva con una serraccata sulla sottostante Val Corpassa. Sul fondo del Van si possono osservare depositi glaciali (massi erratici e detriti ricoperti in buona parte da vegetazione erbacea); forme glaciali relitte quali argini morenici attribuibili prevalentemente all'ultimo stadio tardoglaciale [mo]; rocce montonate [rm], dossi levigati in primo piano al centro della foto; gradinate di stratificazione [gs] e gradini di modellamento glaciale. Con la scomparsa del ghiacciaio la natura calcarea delle rocce (Calcari Grigi) ha permesso lo sviluppo del carsismo (doline su roccia e su detrito [do], inghiottitoi, campi carreggiati), attualmente il Van delle Sasse si può definire una "conca glacio-carsica". Molto diffusi anche i fenomeni legati all'ambiente periglaciale; ne è prova la frequenza dei coni detritici [co], sulla sinistra della foto in ombra si intravede un argine nivale [ni]; non mancano i macereti di frana [mf], accumuli concentrati di grossi massi. In alto a sinistra si nota la traccia del sovrascorrimento della Cima delle Sasse: gli strati sulla parete hanno una giacitura discordante rispetto a quelli del fondo del circo (foto D.G.).

Circa 20.000 anni fa quando la glaciazione wurmiana era al suo culmine, il ghiacciaio principale del Cordevole raggiungeva in questa zona una quota di circa 1600 metri, su di esso convergevano lateralmente i ghiacciai minori. Una lingua glaciale alimentata da ghiacciai locali di circo percorreva anche la Val Corpassa. Il Van delle Sasse (raggiungibili in circa 3 ore per il sentiero CAI n.) è il più grande e rappresentativo di questi circhi sospesi benché attualmente non ospiti alcun apparato glaciale conserva tracce evidenti degli ultimi stadi tardoglaciali.

La Val dei Cantoni ospita ancora un piccolo glacionevato (el Giazer o Ghiacciaio de Gasperi), un altro glacio-nevato ricoperto in gran parte di detriti è situato sul Van delle Nevere, alla base della Moiazza.

Da Capanna Trieste si imbocca il sentiero CAI n. 555 lungo la strada privata della Mussaia, siamo sul percorso della mitica "Transcivetta", gara di corsa in montagna a coppie che si svolge ogni anno, dal 1980, nel mese di luglio.

La strada, dopo aver superato un ponticello, sale ripidamente attraverso il pendio sassoso boscato e poi attraversa una grande colata detritica attiva proveniente dai Giaroi del Palanzin. Di fronte, verso Nord si scorge una cascatella, poi si attraversa il torrente su un ponticello e si raggiunge una zona molto ricca di acque.

20. CASCATE E SORGENTI CARSICHE
(1390 m s.l.m.)

(20 MINUTI DI CAMMINO)

Quest'area è caratterizzata dalla presenza di diverse sorgenti carsiche. L'edificio superiore del Civetta è formato da Dolomia Principale e da Calcari Grigi, rocce carbonatiche e pertanto soggette al fenomeno carsico. L'acqua piovana scende attraverso le fessure dell'ammasso roccioso, amplificate dall'azione di corrosione carsica e penetra in profondità (acquifero), fino a che non incontra gli strati della Formazione di Travenanzes. Questa formazione è caratterizzata da livelli marnosi (con un elevato contenuto in argilla) impermeabili (acquicludo); l'acqua permeata attraverso le fratture, giunta al passaggio dolomia-marna, riemerge in superficie creando la fascia di sorgenti.

CASCATE E MARMITTE

Le cascate sono sicuramente uno degli elementi morfologici più apprezzati dei paesaggi montani, si rinvengono con una certa frequenza nei segmenti superiori dei corsi d'acqua in corrispondenza di salti sviluppati in livelli roc-

Acque provenienti da copiose sorgenti carsiche che sgorgano al contatto fra Formazione dello Sciliar e Formazione di Travenanzes (foto D.G.).

L'ultima delle cascatelle della Mussaia (foto D.G.).

ciosi più tenaci (morfologia selettiva) o nei tratti terminali delle valli laterali in corrispondenza delle soglie rocciose delle valli glaciali sospese. Spesso alla base della cascata, specie in presenza di strati rocciosi suborizzontali, si sviluppano forme dette marmitte di evorsione, localmente denominate vasche, *cadini* o *boioni*. Le marmitte sono caratterizzate da una forma all'incirca emisferica, con il bordo rientrante rispetto alla buca sottostante, sono state scavate dai moti vorticosi dell'acqua e dei detriti da essa trasportati, un ruolo importante nell' evoluzione delle marmitte modellate su rocce carbonatiche, è svolto anche dalla corrosione carsica.

COLATE DETRITICHE

Sul versante orografico sinistro della Val Corpassa, alla base delle pareti della Moiazza, si sviluppa un'ampia fascia detritica spesso soggetta a dissesti, siamo in presenza di un bell'esempio di colate detritiche attive.

Le colate detritiche (lave torrentizie, *debris flow*) sono miscele estremamente mobili di sedimenti con dimensioni che vanno da quelle dell'argilla fino ai blocchi e ai massi. I solidi possono arrivare a costituire fino al 90% in peso della massa in movimento.

In presenza di intense precipitazioni o di grandi afflussi idrici si generano colate detritiche a causa di un deflusso superficiale abbondante concentrato nei canaloni, in grado di rimobilizzare il detrito presente alla base della parete rocciosa. Le colate detritiche iniziano con piccole frane che muovendosi aumentano di porosità (fenomeno detto dilatanza) e si arricchiscono d'acqua. L'inglobamento di elevate quantità di detrito nel deflusso superficiale porta alla formazione di una corrente solido-liquida. Un fenomeno a metà strada fra la frana (il materiale in movimento scorre su una superficie sepolta e si arresta quando l'attrito fra la massa in movimento e la superficie su cui scorre supera la componente attiva della gravità) e la piena di un corso d'acqua (la corrente liquida erode e trasporta in sospensione sabbie e limi e sul fondo ghiaie e ciottoli).

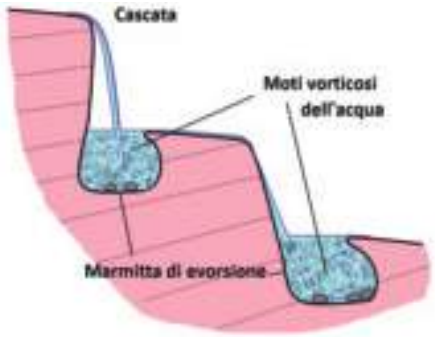
Nella frana prevale nettamente la parte solida, nei corsi d'acqua la portata è soprattutto liquida, nei flussi detritici il rapporto solido/liquido è vicino all'unità.

I *debris flow* sono caratterizzati da ondate che mostrano un fronte ripido dove si concentrano i materiali più grossolani (massi e blocchi), seguite da una coda più liquida. Possono formarsi ondate successive a causa di una temporanea ostruzione del canale e successiva rottura della diga di detrito. Interessano canali permanenti o versanti aperti con pendenze elevate (15-30°). Durante il flusso la densità varia da 1,8 a 2,5 t/m^3 e la velocità da 0,5 a oltre 20 m/s; se la presenza di argilla è consistente i flussi detritici riescono a scorrere anche con pendenze deboli (fino a 5°). Il flusso avviene al contatto letto-detrito e al di sopra si realizza un blocco rigido di detrito (*plug*), un fatto singolare è che i massi più grossi tendono a galleggiare.

Anche in questa zona si possono distinguere bene gli elementi morfologici che caratterizzano le aree soggette a colate detritiche: in alto la zona di innesco (scarsamente vegetata, ripida, con presenza di detrito sciolto), la zona di trasporto che consiste nel canale che si approfondisce per erosione al passaggio del *debris flow* e l'area di deposito costituita dal conoide torrentizio, in questo caso parte del materiale franato è stata erosa dal torrente Corpassa.

Il cammino continua lungo la strada della Mussaia, salendo il panorama diventa sempre più ampio.

Disegno che illustra come si formano le marmitte di evorsione (dis. D.G.).



Le colate detritiche che fasciano alla base il versante Ovest della Moiazza e scendono verso la Val Corpassa, a sinistra è ben visibile il canale di transito del debris flow (forma di erosione) a destra il conoide (forma di deposito).

21. VAL CORPASSA, AGNÉR E CANTONI DI PELSA

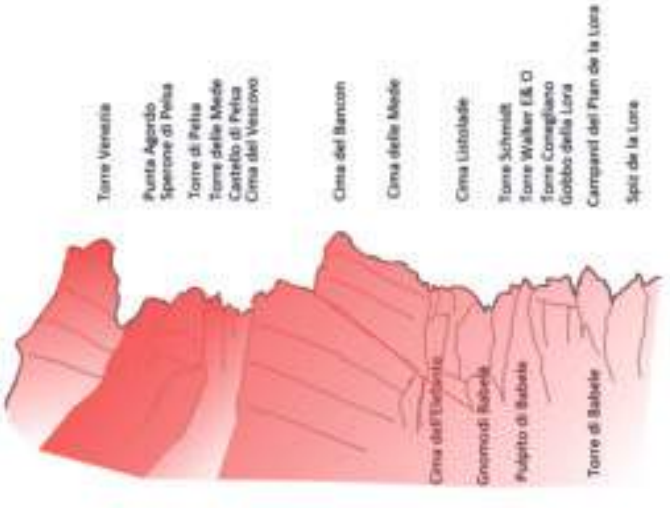
Dalla “Mussaia” si può cogliere il profilo di valle glaciale ad “U” della Val Corpassa con il versante sinistro occupato dall’enorme falda detritica sviluppata alla base della Moiazza e interessata da vistosi fenomeni di *debris flow*.
L’orizzonte Sud è dominato dal Monte Agnèr (2878 m); la disposizione inclinata dei suoi strati non è dovuta a movimenti tettonici, ma è originaria, l’Agnèr infatti è scolpito nelle clinostratificazioni della scarpata di scogliera (Formazione dello Sciliar) delle Pale di San Martino-San Lucano. Più lontano, a sinistra si scorge il Gruppo del Cimonega con le Cime del Piz de Mez, del Sass de Mura e del Piz de Sagron. A Nord incombe Torre Trieste con la sua parete verticale.

Proseguendo il cammino si raggiunge il Pian delle Taie (q. 1600 circa s.l.m.) da qui possiamo osservare nella sua interezza l’articolato *skyline* dei Cantoni di Pelsa, un intricato labirinto di torri, guglie e pinnacoli che termina ad occidente con Torre Venezia.
Questa tipologia di paesaggio è prodotta dall’erosione selettiva che agisce attivamente lungo le superfici di debolezza (faglie e fratture a prevalente sviluppo verticale che ritagliano e attraversano la montagna) e risparmia le zone di roccia più compatta dove si sviluppano torri e pinnacoli.

Attraversato il torrente proveniente dalla Val dei Cantoni si prosegue verso il Rifugio Vazzoler (q. 1713 m s.l.m., circa 1 ora e trenta minuti da Capanna Trieste).

Panorama verso Sud dalla Mussaia, a sinistra si riconosce il Gruppo del Cimonega (Alpi Feltrine), a destra l’imponente edificio dell’Agnèr (Formazione dello Sciliar) con le sue evidenti clinostratificazioni (foto D.G.).

L’articolato *skyline* dei Cantoni di Pelsa, scolpito negli strati fratturati di Dolomia Principale (foto D.G.).



Schizzo geologico dei Cantoni di Pelsa (dis. D.G).

22. RIFUGIO VAZZOLER
(1713 m s.l.m.)

SOVRASCORRIMENTI DELLA CIMA DELLE SASSE

Il Rifugio Vazzoler (di proprietà del CAI di Conegliano) sorge sul Col Negro di Pelsa (1720 m s.l.m.), al limite del bosco di conifere ed è dominato dalla Torre Venezia.

Accanto al rifugio si estende, su un'area di circa 5000 metri quadrati, un giardino botanico inaugurato nel 1968 e dedicato ad Antonio Segni (Presidente della Repubblica dal 1962 al 1964). Il giardino ospita circa 180 specie vegetali tipiche dell'ambiente montano e si articola in due sezioni, la prima è lasciata all'evoluzione naturale, la seconda offre una rassegna dei principali ambienti alpini e dolomitici.
Dal rifugio Vazzoler il panorama spazia da Torre Venezia, ai Cantoni di Pelsa separati dalla Valle dei Cantoni dalla Cima della Busazza. Da qui la vista sulla famosa parete Est di Torre Trieste è completa, più a destra spunta la Cima delle Sasse, tutte le cime del gruppo della Moiazza fino alla Cima delle Nevère. Sulla Cima delle Sasse è ben visibile un'ulteriore particolarità del gruppo del Civetta.

Il Col Negro con il rifugio Vazzoler dalla Valle dei Cantoni (foto D.G.).

Come abbiamo visto nel Trias con l'inizio della frammentazione della Pangea, nella nostra regione si instaurarono condizioni tettoniche distensive, prima si delinearono Piattaforma Trentina e Bacino Bellunese e poi il lento sprofondamento permise nel Giurassico e nel Cretaceo inferiore la deposizione di una considerevole pila di sedimenti.
Nel Cretaceo superiore i movimenti delle placche subirono un radicale mutamento, la zolla africana iniziò il suo cammino verso l'Europa producendo le condizioni compressive responsabili dell'Orogenesi Alpina, che coinvolge ancora Alpi e Prealpi Bellunesi.
La prima fase dell'orogenesi (Eoalpina) non interessò direttamente la nostra regione. Studi effettuati in zone limitrofe hanno rivelato che in questa fase è avvenuta la subduzione e la totale consunzione di un piccolo ramo oceanico della Tetide (l'Oceano Ligure), con la formazione di un arco vulcanico, una situazione geologica per certi versi simile alla cordigliera delle Ande, ma di dimensioni assai più ridotte.
Nell'Eocene e nell'Oligocene inferiore la regione dolomitica, non coinvolta nella prima fase dell'Orogenesi Alpina e ancora sommersa dal mare, è stata sottoposta ad una compressione sviluppata in direzione Est-Ovest (fase Mesoalpina o Dinarica) che ha condotto allo sviluppo di pieghe e ampi sovrascorrimenti che riguardavano

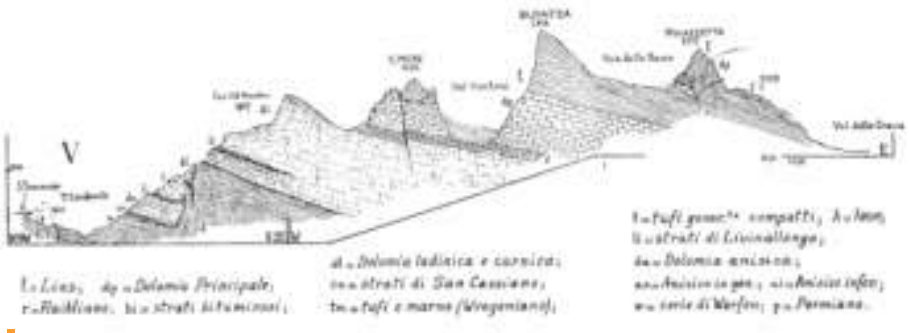
Torre Venezia dal cortile del rifugio Vazzoler (foto D.G.).

La cima delle Sasse dal Rifugio Vazzoler.

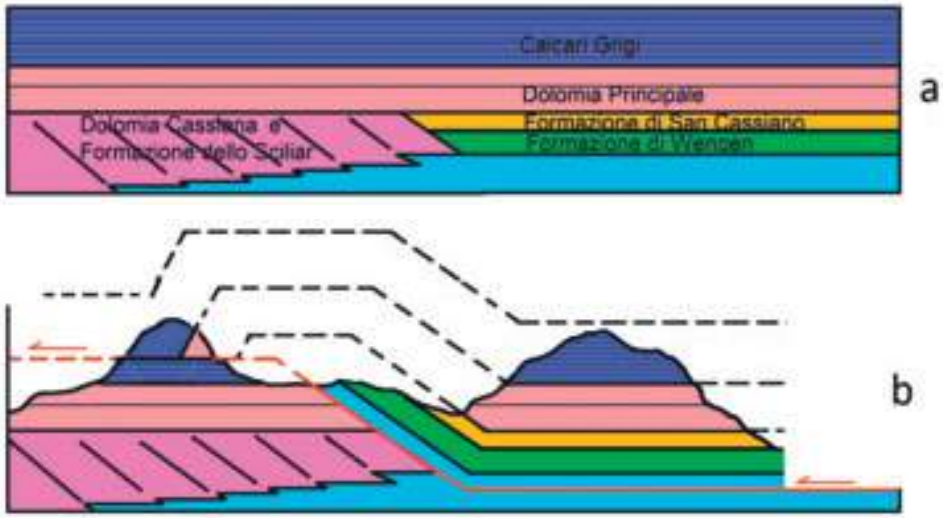
solo la copertura sedimentaria senza coinvolgere il Basamento Cristallino. I resti di queste strutture, detti lembi di ricoprimento, sono distribuiti su alcuni gruppi dolomitici, la presenza di masse anomale con strati discordanti sulla cima delle montagne aveva fatto nascere, un tempo il nome curioso di "sovrascorrimenti di vetta". Ora sappiamo che in realtà queste masse anomale, formate da strati contorti e discordanti rispetto agli strati sottostanti, non sono altro che ciò che rimane di grandi coltri di ricoprimento quasi completamente smantellate dall'erosione.

La zona Civetta-Moiazza è una delle aree delle Dolomiti in cui si possono osservare questi sovrascorrimenti, la zona più rappresentativa è costituita dalla Cima delle Sasse contraddistinta da stratificazioni contorte di Calcari Grigi che poggiano con contatto tettonico su strati indisturbati della stessa formazione.

Dal rifugio Vazzoler si prende il sentiero CAI n. 560 che, uscito dal bosco, entra in un macereto di frana a grossi massi.



Sezione geologica di Bruno Castiglioni attraverso il gruppo del Civetta.



Disegno che spiega il meccanismo di formazione dei "sovrascorrimenti di vetta". Nella prima figura è indicata la situazione precedente alla fase tettonica. Durante la fase Mesoalpina (Dinarica) dell'Orogenesi Alpina si svilupparono grandi sovrascorrimenti in direzione ENE-OSO, essi avvenivano a basso angolo quando la faglia attraversava rocce tenere (Formazione a Bellerophon, Formazione di Werfen, Formazione di Livinallongo...) per poi assumere inclinazioni maggiori in presenza di rocce compatte e tenaci (dolomie di scogliera). L'erosione, innescata dal sollevamento della catena Alpina, ha cancellato gran parte delle strutture geologiche lasciando solo piccoli lembi isolati. La situazione rappresentata corrisponde a quella presente sulla Cima delle Sasse (da Doglioni 1991, ridisegnato).

23. MASSI CON MEGALODONTI

FORMAZIONE DI TRAVENANZES E DOLOMIA PRINCIPALE, FRANA TORRE VENEZIA

Alla base di Torre Venezia affiora il passaggio fra la Formazione di Travenanzes (Carnico superiore) e la Dolomia Principale (Norico), roccia di cui sono composti i massi zeppi di fossili accanto al sentiero. L'enorme macereto di frana a grossi massi si è formato in seguito ad un crollo che nel 1917 ha interessato il fianco occidentale di Torre Venezia.
Il passaggio fra le due formazioni è di carattere transizionale, in basso prevalgono gli strati arenaceo-marnosi dalle caratteristiche tinte rossastre, poi il loro spessore e la loro frequenza diminuiscono a favore di litotipi carbonatici giallastri caratterizzati da laminazioni stromatolitiche ma ancora sottilmente stratificati; la Dolomia Principale inizia con il primo bancone massiccio di dolomie stromatolitiche intertidali.
La Formazione di Travenanzes affiora sporadicamente alla base del versante tutto attorno al gruppo Civetta-Moiazza, perché ricoperta da un'estesa falda detritica, prodotta dai processi di gelifrazione delle soprastanti dolomie.
La Formazione di Travenanzes (Formazione di Raibl degli AUTORI) è stata istituita da poco e attualmente non esiste ancora una sezione tipo degna di rappresentarla in modo completo. La formazione presenta infatti un'estrema variabilità sia per quanto riguarda la composizione litologica che gli spessori. È certo che si tratta di una serie di strati nei quali è registrata la transizione fra un'area emersa posta a Sud delle Dolomiti e la zona a settentrione di ambiente marino più profondo.
Nelle aree meridionali delle Dolomiti nei pressi della Linea della Valsugana, che probabilmente a quei tempi fungeva da limite geografico, si osservano rocce di ambiente continentale.
Nel Gruppo Civetta-Moiazza la Formazione di Travenanzes è caratterizzata dalla prevalenza di argilliti rosso scure, talvolta violacee, verdastre o grigie, a esse sono intercalati straterelli arenacei più chiari e lenti di conglomerati ricchi di piccoli ciottoli silicei colorati: rossi, neri e bianchi; verso l'alto prevalgono litotipi carbonatici con calcari e dolomie stromatolitiche. I ciottoli silicei, provenienti dall'erosione di porfidi e rocce del Basamento Cristallino, sono arrotondati e levigati e, poiché la silice nella scala di Mohs ha durezza 7, è chiaro che per smussarsi devono aver subito un lungo trasporto da parte dei corsi d'acqua, prima della deposizione sul fondo marino.
Gli "strati di Raibl" sono molto importanti dal punto di vista morfogenetico, essi costituiscono la fondazione cedevole che mina alla base le soprastanti pareti di Dolomia Principale, innescando frane di crollo che fanno arretrare le pareti mantenendone comunque la verticalità.

Nel Trias superiore la regione dolomitica faceva parte di un'enorme piana di marea sulla quale si depositarono i fanghi carbonatici da cui ha avuto origine la Dolomia Principale; l'uniformità dell'ambiente di sedimentazione maschera gli effetti della tettonica sinsedimentaria, ma, osservando spessori e distribuzione della Dolomia Principale, emerge che anche durante il Trias superiore la regione presentava un certo grado di instabilità. Nell'area del Civetta-Pelmo la subsidenza era moderata, si depositarono circa 300-400 metri di dolomie, sull'Antelao 600 metri e più di mille sulle Tofane.
La Dolomia Principale è divisibile in due membri. Il Membro Inferiore "peritidale" è la parte "classica" della formazione, ogni strato spesso da 1 a 2 metri, è delimitato da superfici di erosione legate all'emersione e alla rielaborazione da parte di onde e maree di sedimenti precedentemente deposti. Buona parte dello strato si è formata in condizioni intertidali (fra l'alta e la bassa marea) ed è caratterizzata da una fitta laminazione orizzontale: si tratta di lamine stromatolitiche generate dalle alghe azzurre che, durante le alte maree, ricoprivano il fondale con dei veri e propri tappeti, intrappolando e trattenendo

Impronte del guscio di megalodontidi sulla superficie di strato di un blocco di Dolomia Principale, la grande concentrazione dei gusci è probabilmente collegata alle onde di un uragano (foto D.G.).

Nell'immagine si può osservare come il modello interno di un megalodonte (*Neomegalodon lunatus*) sia separato dalla roccia che lo contiene da uno spazio vuoto, questo spazio originariamente era occupato dal guscio. Nella roccia inglobante rimane conservata l'impronta esterna del guscio, dalle dimensioni del vuoto si può avere un'idea dello spessore della conchiglia, sottile lungo le parti laterali della valva e particolarmente massiccia vicino agli umboni. Il guscio originale si è completamente sciolto durante il processo di dolomitizzazione e la superficie del fossile è cosparsa di cristalli romboedrici di dolomite (foto D.G.).

il fine fango carbonatico deposto dalle onde durante gli uragani. Con le basse maree il fondale emerso, esposto al caldo sole tropicale, si disseccava originando fanghi poligonali, riconoscibili ancora su superfici di strato. In realtà non è possibile distinguere nella roccia le fasi diurne del ciclo tidale, piuttosto il termine intertidale va inteso per indicare fluttuazioni a breve periodo (qualche anno) dovuto a cause astronomiche o meteorologiche.
La parte bassa o intermedia degli strati è di solito composta da dolomie compatte e vacuolari formatesi in condizioni subtidali, esse contengono resti fossili di gasteropodi (*Worthenie*) e bivalvi (Megalodonti) sotto forma di modelli interni. Questa modalità di fossilizzazione generalmente crea esemplari mal conservati dal punto di vista paleontologico, ma al contempo particolarmente belli esteticamente per la presenza dei lucenti cristalli romboedrici di dolomite che li ricoprono. I megalodonti erano dei molluschi che per riuscire a vivere in questo ambiente inospitale, spazzato da forti correnti di marea, avevano sviluppato un guscio robusto e pesante, dotato di umboni uncinati o a forma di elica con i quali ancorarsi al fondo melmoso. La particolare concentrazione di gusci sulla superficie di questi blocchi può essere messa in relazione con l'azione di onde provocate dagli uragani. Ogni strato è il prodotto della sedimentazione avvenuta fra una fase di innalzamento (trasgressione) e una fase di abbassamento del livello marino (regressione), è un ciclo che nello sviluppo della formazione si ripete centinaia di volte e viene indicato col termine di ciclotema.

Vista laterale del medesimo blocco in cui si distinguono in basso strutture sedimentarie (*birds eye* e lamine stromatolitiche) tipiche di ambienti intertidali e in alto dolomie massicce tipiche degli ambienti subtidali (foto D.G.).

LA LEGGENDA DELLE ANGUANE

Le anguane, nella tradizione ladina, sono degli esseri mitologici custodi delle acque e delle sorgenti, hanno l'aspetto di donne bellissime; non posseggono piedi umani ma zampe simili a quelle delle capre (anguane piede di capra). È probabile che questa leggenda nasca dall'osservazione negli strati di Dolomia (Cassiana e Principale) e di Calcari Grigi delle impronte dei megalodonti che sembrano proprio orme pietrificate lasciate da mammiferi artiodattili come capre, cervi e camosci.

Il Membro Superiore a "*tepee*" è invece formato da dolomie mal stratificate saccaroidi a cui si intercalano livelli pedogenetici a pisoliti (granuli formati da gusci concentrici di carbonato di calcio) e, verso l'alto, da dolomie grigie bituminose con frustoli carboniosi (piccoli frammenti di vegetali). I "*tepee*" riconoscibili negli strati come lamine inarcate a formare una specie di tenda indiana alta qualche decina di centimetri, si formano in questo modo: sul basso fondale marino i depositi fangosi sono sottoposti a cementazione precoce per precipitazione di carbonati. La cristallizzazione del cemento induce un rigonfiamento con inarcamento e fratturazione del fango già consolidato, le fratture vengono subito riempite dal fango ancora molle soprastante e successivamente subiscono la cementazione definitiva.
Il membro Superiore per la presenza di queste particolari strutture sedimentarie è stato interpretato come modificazione subaerea di sedimenti deposti in ambiente subtidale, emersi a causa di fluttuazioni eustatiche del livello marino.
La Dolomia Principale termina con una serie di strati più erodibili sui quali si sviluppano cenge inclinate discontinue, caratteristica che, unitamente a variazioni di colorazione, permette di distinguerla dai soprastanti Calcari Grigi.

Si continua il percorso che sale ripido fra i massi di dolomia, al cospetto di Torre Venezia fino a quota 1800 circa, al tornante si lascia il sentiero CAI n. 560 e si imbocca la strada che conduce a Malga Pelsa aggirando il Col del Camp.

24. COL DEL CAMP
(1843 m s.l.m.)

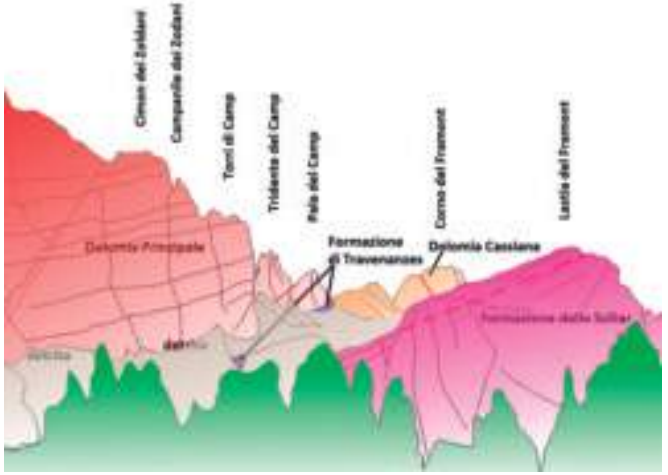
DOLOMIA CASSIANA

Dal tornante dove si stacca la stradina che conduce a Case Favretti ci troviamo in vista del Col del Camp (di proprietà privata come il resto dell'area circostante) e di Torre Venezia, con la nicchia di distacco della frana di crollo che l'ha colpita nel novembre del 1917.
Lo scenario sul gruppo Civetta-Moiazza, nell'area dei Cantoni del Framont, è particolarmente interessante perché ci consente di identificare molto bene il gradone che divide l'edificio superiore (di Dolomia Principale e Calcari Grigi) da quello inferiore (dolomia di scogliera). Il Framont è costituito quasi completamente da Formazione dello Sciliar; solo sul suo fianco sinistro e sul Corno del Framont affiora la Dolomia Cassiana. La Formazione di Travenanzes responsabile, per la sua facile erodibilità, di questa interruzione di pendenza, è quasi completamente sepolta al di sotto delle falde detritiche.
In questa zona affiorano strati calcarei di colore grigio chiaro o rosato, talvolta di aspetto leggermente nodulare e piuttosto ricchi di fossili. Osservando con un po' di attenzione la superficie di questi strati, dilavata dal carsismo, non sarà difficile individuare sezioni tipicamente spiralate di molluschi gasteropodi, conchiglie di molluschi bivalvi, cristalli di calcite formati da articoli di crinoidi derivanti dalla disgregazione di gigli di mare e, talvolta, anche qualche cespo di coralli.
Si tratta di strati deposti in ambiente di laguna interna della scogliera cassiana, caratterizzata, a differenza delle piattaforme ladiniche, da una scarsa crescita verso l'alto (aggradazione) a causa del basso tasso di subsidenza della regione dolomitica durante la sua sedimentazione.

Torre Venezia con la nicchia di distacco della frana di crollo del 1917, in primo piano a destra il Col del Camp (foto D.G.).

Il cammino continua verso Malga Pelsa, quasi subito si intuisce che qualcosa sta cambiando nel substrato geologico perché i calcari rosati vengono sostituiti da calcari bituminosi, sottilmente stratificati.

Schizzo indicativo della situazione geologica dei Cantoni del Framont.



Il gruppo della Moiazza con il Van delle Nevère che ospita ancora un piccolo glacionevato, ben visibili gli argini morenici della piccola età glaciale (foto D.G.).

La corrosione carsica (più efficace sui calcari impuri che sulla calcite pura) mette in evidenza i piccoli gusci di gasteropodi presenti nella roccia.

Panorama verso i Cantoni del Framont, in primo piano il Col del Camp (foto D.G.).

25. MALGA PELSA
(1829 m s.l.m.)

LA LAGUNA DEL PELSA, UN PARADISO TROPICALE NEL TRIASSICO MEDIO

Malga Pelsa (Casera di Pelsa) (1829 m s.l.m.), raggiungibile in poco più di mezz'ora dal rifugio Vazzoler, è ubicata in corrispondenza di un'interruzione di pendenza del versante, fra le sottostanti rocce dolomitiche della Formazioni dello Sciliar e gli strati a franapoggio di Dolomia Cassiana del Monte Alto di Pelsa.

LA LAGUNA DEL PELSA

Nel Carnico (236 MA), in seguito ad un nuovo innalzamento del livello del mare, la regione dolomitica si ritrovò ancora in condizioni adatte alla crescita di scogliere organogene. Nuove comunità formate questa volta in prevalenza da coralli con spugne e alghe,

Malga Pelsa alla base del versante del M. Alto di Pelsa (foto D.G.).

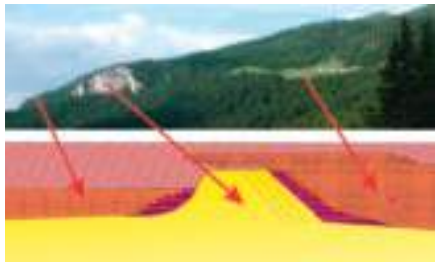
ripresero a proliferare in varie zone delle Dolomiti. Queste scogliere dalle quali si è originata la Dolomia Cassiana, si svilupparono però in un contesto tettonico diverso dalle precedenti, con un tasso di subsidenza molto inferiore a quello che aveva caratterizzato il Ladinico, per cui esse crescevano più lateralmente (progradazione) che verso l'alto (aggradazione), assumendo l'aspetto di una barriera corallina che progressivamente avanzava sui bacini circostanti colmandoli.

Nella zona del Civetta (Col Rean, Coldai, Corno del Framont) la Dolomia Cassiana, di modesto spessore, poggia direttamente sulla Formazione dello Sciliar, ma in una piccola area, limitata alla zona del Monte Pelsa, il contatto avviene con un pacco di strati di calcari bituminosi sottilmente stratificati, di colore grigio scuro, fetidi alla percussione. Questi strati, di distribuzione discontinua, sono stati descritti nel primo dopoguerra dal geologo BRUNO CASTIGLIONI che esplorò ogni angolo delle Dolomiti Agordine definendo stratigrafia, tettonica e geomorfologia dei gruppi delle Pale di San Martino e Civetta-Moiazza.

Questi livelli, unici nell'ambito delle Dolomiti, si sono sedimentati alla fine del periodo Ladinico, simultaneamente al vulcanesimo, in una piccola laguna sviluppata nell'ambito della piattaforma interna contraddistinta da una scarsa circolazione idrica, che ha condotto alla formazione di strati anossici.

Il carattere anossico degli strati identificati dal CASTIGLIONI nella zona del Pelsa li rende una potenziale roccia madre del petrolio, ciò spinse il Professor MAURIZIO GAETANI, paleontologo dell'Università di Milano, a studiare la zona, accompagnato da un suo laureando, ANDREA TINTORI, che si doveva occupare di pesci fossili. Nell'ambito della ricerca vennero ritrovati alcuni resti di pesci e un insetto e si scoprì che in realtà i bacini anossici erano due, uno ad Est del Col delle Capre, nella zona delle Malga Pelsa e uno ad Ovest sopra la località Barancion.

Disegno ricavato dagli appunti di campagna del professor Maurizio Gaetani che ricostruisce l'antico ambiente del Ladinico con i due bacini separati dal Colle delle Capre.



Il tempo passa (il petrolio non c'è) e ANDREA TINTORI diventa professore di paleontogia e specialista di pesci fossili triassici, i suoi studi si sono rivolti inizialmente alla Lombardia (Prealpi Orobiche, Grigne, Monte San Giorgio) e alla Carnia e in un secondo tempo alla Cina Meridionale.

Proprio in Cina sono venuti alla luce, durante lo scavo sistematico di un'ampia superficie di un livello fossilifero del Ladinico (appositamente predisposta dalle autorità locali per estrarre i pesci e i rettili fossili), i resti del più antico pesce volante al mondo, il *Thoracopterus wushaensis*.

La nuova specie, definita e studiata dal Professor TINTORI (2012), si caratterizza per la presenza di un campo relativamente ampio di piccole scaglie sub-quadrate subito dietro il cranio e un altro a supporto del lobo ventrale della caudale. Le scaglie della regione dorso-toracica hanno la superficie ornamentata da sottili e brevi strie.

Il giacimento cinese nel quale sono state raccolte molte altre specie di pesci (fra cui diverse nuove specie), rettili e altri resti fossili (fra cui ammoniti), è già diventato una meta turistica con annesso museo paleontologico.

Il professor TINTORI, ormai prossimo al pensionamento, alla luce delle scoperte cinesi, ritorna sui materiali raccolti da giovane, sul Monte Pelsa, supposti coevi, per posizione stratigrafica, con gli strati cinesi e decide di riprendere le ricerche in campagna. Già ad un primo assaggio i risultati sono davvero sorprendenti. Da blocchi sparsi in superficie, estratti ed esposti in un modesto scasso, prodotto durante i lavori di ristrutturazione delle casere, il Prof. TINTORI individua proprio i resti del *Thoracopterus wushaensis*. Basterebbe solo questo ritrovamento per gridare alla grande scoperta, ma nello stesso giorno vengono ritrovate almeno altre sei specie di pesci oltre a resti vegetali

Il *Thoracopterus wushaensis* del Monte Pelsa, in evidenza le ampie pinne laterali (Foto D.G.).

strutturati, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi e coralli.

Inoltre alcuni blocchi carbonatici, disciolti in acido acetico, hanno liberato un mondo di fossili silicizzati, anche questa è un'importante scoperta, il primo caso di fauna silicizzata in tutto il Triassico alpino e una delle pochissime al mondo per questo intervallo di tempo, forse l'ultimo caso di silicizzazione di massa di fossili carbonatici nella storia della Terra. La causa di questa silicizzazione potrebbe essere legata al vulcanesimo del Ladinico superiore che introdusse grandi quantità di silice nelle acque marine.

Bivalvi e gasteropodi silicizzati estratti utilizzando l'acido acetico dagli strati del Pelsa (le suddivisioni della scala sono in mm) (foto Andrea Tintori).

Coralli liberati dall'acido dalla roccia bituminosa (foto Andrea Tintori).

E così dopo alcuni altri "assaggi" superficiali nella zona, che continuano a confermare l'importanza del sito, a fine 2017, si svolge, con il permesso della Soprintendenza della Regione Veneto, una ricerca più sistematica, continuata nel settembre 2018, che coinvolge anche l'IIS Geotecnico Minerario "U. Follador" di Agordo.
Nel corso degli scavi vengono ritrovati ben più di 100 pesci fossili con specie diverse fra cui numerosi esemplari di *Marcopoloichthys* e di *Habroichthys*, qui rappresentato da una nuova specie, la più recente del genere. Viene ritrovato un esemplare di *Placopleurus*, pesce finora conosciuto solo fino al Ladinico inferiore, resti di *Saurichthys*, pesci predatori simili ai barracuda attuali e una rarissima pinna di squalo, in tutte le Alpi ne è stato trovato solo un altro campione, proveniente dal famoso giacimento del Monte San Giorgio al confine Italia-Svizzera, un altro Patrimonio dell'Umanità UNESCO.

Resti di *Marcopoloichthys*, lunghezza 6 cm circa (foto D.G.).

Negli stessi strati sono state raccolte, oltre ad un esemplare di celacanto, ammoniti della specie *Protrachyceras archelaus*, fossile guida che permette di attribuire ad essi un'età Ladinico Superiore. Anche questo è un fatto eccezionale perché permetterà di correlare le faune ad ammoniti della Cina completamente diverse da quelle alpine con quelle coeve delle Alpi, proprio grazie alla presenza degli stessi pesci, ben più veloci delle ammoniti a spostarsi nell'antico Oceano della Tetide.

Strati di calcari bituminosi del Ladinico superiore del Monte Pelsa nei quali è stato raccolto un celacantide e una ammonite della specie *Protrachyceras archelaus* (sasso arrotondato accanto al numero 3) (foto D.G.).

Protrachyceras archelaus, ammonoide fossile guida del Ladinico superiore, diametro 8 cm circa (foto D.G.).

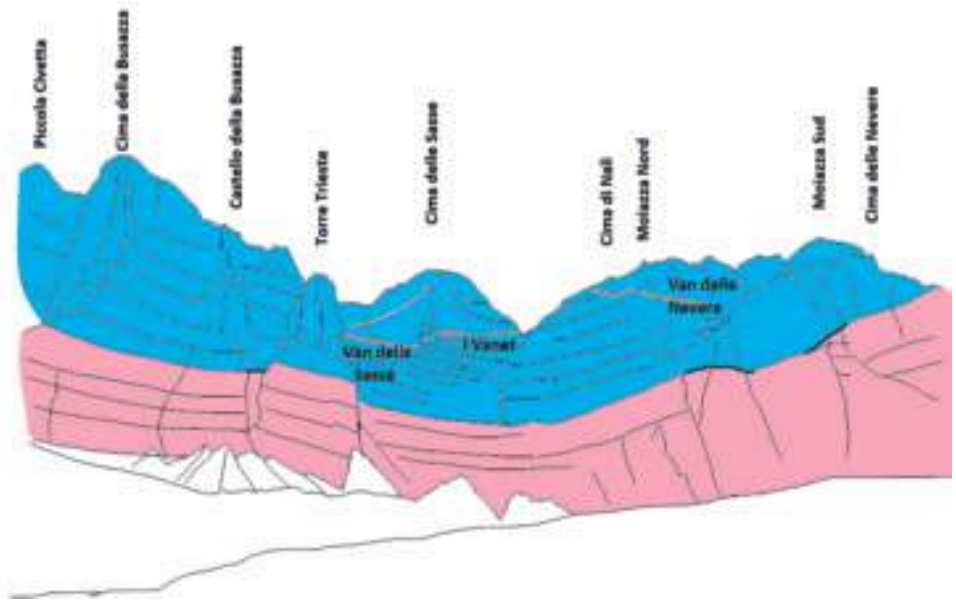
Resti scheletrici di pesce della famiglia dei Celacantidi (lunghezza 15 cm circa, foto D.G.).

Resti vegetali di conifera (*Voltzia*) (foto A. Tintori).

La zona di Malga Pelsa è notevole anche dal punto di vista panoramico, con viste uniche sul Gruppo Civetta-Moiazza; inoltre se si percorre la cresta fino alla cima del Monte Alto di Pelsa si potrà letteralmente camminare sui cespi di corallo che hanno costruito la scogliera cassiana.

Cespo di coralli nella Dolomia Cassiana del Monte Alto di Pelsa (foto D.G.).

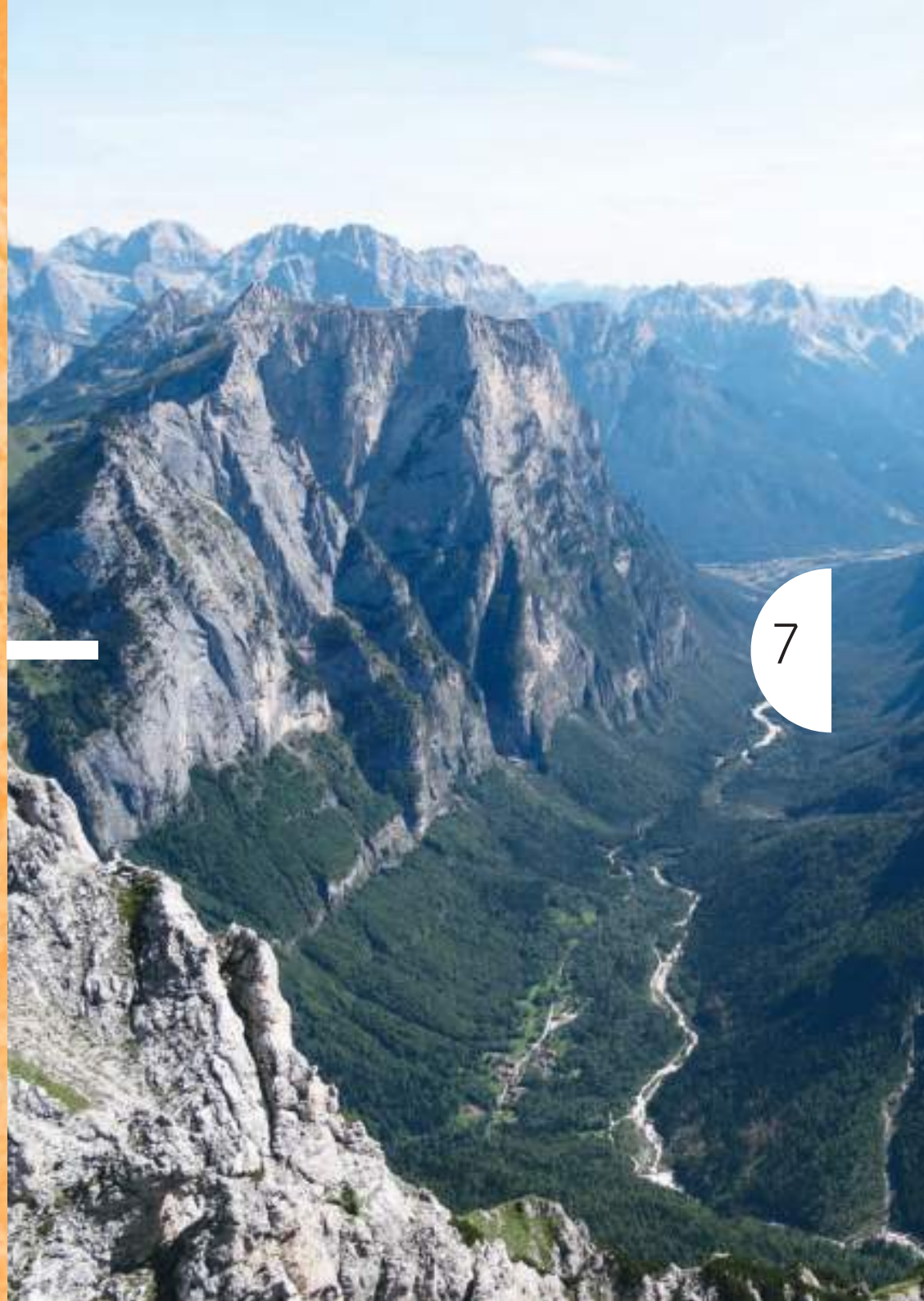
Schizzo geologico del gruppo del Civetta da Malga Pelsa (dis. D.G.).



Torre Trieste, Cima delle Sasse e Moiazza da Malga Pelsa (foto D.G.).

L'area di Casera Pelsa verso il Civetta, da sinistra Torre Venezia, Piccola Civetta, Cima della Busazza e Torre Trieste (foto D.G.).

LA VALLE
DELLA DOLOMIA VERTICALE



La Valle di San Lucano racchiusa fra i suoi giganti.

(Stefano Santomaso CAAI)
La Valle di San Lucano, disposta lungo il lato est-ovest, rimane racchiusa fra le pareti del gruppo dell'Agner verso sud e le rocce delle Pale di San Lucano a settentrione.
La Valle di San Lucano si presenta come uno dei luoghi più imponenti non solo delle Dolomiti ma dell'Europa intera. Una tale grandiosità la troviamo seppur ridotta sulle vette del Troll Wall nella Valle di Romsdal in Norvegia, in alcuni settori del Monte Bianco e solo in certe vette delle Alpi svizzere dello Jungfrau. Perfino le pareti rocciose della famosa Yosemite Valley Californiana possono essere solo timidamente associate per maestosità e sviluppo a quelle della Valle di San Lucano.
È facile immaginare che tale grandiosità abbia scoraggiato i primi pionieri che si sono avventurati su queste rocce e che le vie normali alle cime siano state affrontate dai versanti opposti a quelli della Valle di San Lucano; infatti Cesare Tomè, Tomaso Dal Col e Martino Gnech nel 1875 scelsero il versante meridionale del Monte Agner per indovinare il giusto passaggio della via normale alla vetta. Anche le cime delle Pale di San Lucano videro i primi uomini, molto probabilmente cacciatori di camosci, salire dai bucolici prati che caratterizzano i versanti settentrionali dei monti.

Il battesimo alpinistico della Valle di San Lucano avvenne nel 1921 quando Francesco Iori, Arturo Andreoletti e Alberto Zanutti affrontarono e vinsero la grande parete dell'Agner seguendo un tracciato logico dettato da una lunga serie di profondi camini situati a sinistra del lungo spigolo che divide idealmente in due l'immensa parete nord. Mai fino ad allora l'uomo aveva osato affrontare una così lunga e complessa parete; l'itinerario lungo 1500 m. fu superato in due giorni.
Gli Agordini Attilio Tissi e Giovanni Andrich nel 1930 rivolsero la loro attenzione esattamente dall'altra parte della Valle, volendo raggiungere per primi la vetta dell'unico grande pilastro delle Pale di San Lucano che non aveva facile accesso da nord. Salirono quindi in vetta alla Terza Pala di San Lucano attraverso un difficile itinerario che vinceva lo spigolo sud est, ben visibile dalla conca di Agordo.
Solo una decina di anni più tardi, nel 1932, venne scalato il lungo spigolo Nord del monte Agner: Celso Gilberti e Oscar Soravito conclusero l'epica ascensione di sesto grado addirittura in un sol giorno, denotando grandi capacità e intuizione per una salita ancor oggi molto ambita per la sua straordinaria bellezza, ma anche temuta per la notevole lunghezza.

Le pareti settentrionali dell'Agner e i suoi satelliti.

QUARTA E TERZA PALA DI SAN LUCANO

1 Via R. Casarotto e P. Radin 1974
2 Via dei Finanzieri (L. De Nardin, D. Ruggero, A. De Pellegrini e P. Perrod 1977)
3 Via Sperone Sud (A. Gogna, G. Favetti e F. Ghio 1974)
4 Via R. Casarotto e P. Radin 1974
5 Via "Paolo Armando" (A. Gogna, A. Anghileri,G. Lanfranchi e P. Ravà 1972)
6 Via A.Tissi e G. Andrich 1930

Del grande gigante di pietra dell'Agner rimaneva inviolata solo ancora la parete a destra dello spigolo nord; ecco che nel 1939 Alfonso Vinci e Gianelia Bernasconi affrontarono il problema salendo dapprima lungo il tetro canalone sotto le rocce e poi direttamente per la parete nord-ovest del monte con un'altra ascensione di sesto grado ancor oggi temuta e raramente ripresa. Con l'impresa di Vinci e Bernasconi possiamo affermare che si concluse l'epoca eroica della conquista delle grandi pareti dell'Agner; qui l'alpinismo, molto prima che sulle Pale di San Lucano, inizia a cambiare pelle diventando mezzo non più solo atto alla conquista delle pareti più alte, ma attività di esplorazione e scoperta delle pareti di cime e torri di proporzioni minori.

AGNER E SPIZ PARETI NORD

1 Via "Fausto Susatti" (A. Aste, J. Aiazzi e F. Solina 1960)
2 Via E. Cozzolino e L. Corsi 1970
3 Spigolo Agner (C. Gilberti e O. Soravito 1932)
4 Via A. Vinci e G. Bernasconi 1939
5 Pilastro Bee (R. Bee 1982)
6 Via A. Tissi, G. Andrich e F. Zanetti 1931

TORRI DI DOLOMIA

(Stefano Santomaso CAAI)
Nella vallata Agordina, non molto lontano dalla grandiosa Valle di San Lucano, leggermente più a nord ed esattamente nel versante idrografico opposto esiste un'altra valle alpina, la Corpassa, che prende il nome dal tumultuoso torrente che vi scorre nel fondo.
Questa valle risulta un po' più nascosta rispetto alla sua sorella maggiore ed è di proporzioni minori; non appena però ne raggiungiamo il fondo dove si trova il grazioso rifugio Capanna Trieste, veniamo sovrastati da giganteschi obelischi di roccia.
Esattamente di fronte a noi, una parete a tratti giallastra, un grandioso sigaro di roccia alto poco meno di un chilometro: la Torre Trieste, la "Torre delle Torri" come qualcuno l'ha denominata per esaltarne le proporzioni.

La verticale parete della Torre Trieste.

Ed effettivamente, percorrendo la comoda ma faticosa mulattiera che a ripide svolte si avvicina alla base delle pareti, si rimane impressionati da tanta grandiosità.
La verticalità delle rocce scoraggiò per anni intere generazioni di alpinisti che ambivano alla conquista dell'inviolata torre, finchè nel 1910 i Triestini Napoleone Cozzi ed Alberto Zanutti con un furbo stratagemma riuscirono nell'impresa di conquistarne la vetta. La loro via normale non partì come di consuetudine dal basso: i due intrepidi e valorosi scesero per le rocce della Busazza poste dietro la torre e guadagnarono la cima attraverso una profonda fenditura.
Ci volle oltre un ventennio prima che si affrontasse direttamente la parete sud. Nel 1931 Attilio Tissi, Giovanni Andrich e Domenico Rudatis si cimentarono lungo lo spigolo sinistro (ovest) della Torre; la loro fu una classica scalata di sesto grado ancor oggi molto apprezzata. La via di Tissi e compagni non risolse però l'arduo problema del superamento diretto della parete meridionale, quasi interamente strapiombante e senza punti deboli.

ITINERARI PARETE SUD TORRE TRIESTE

1 Spigolo Ovest
(A. Tissi, G. Andrich e D. Rudatis 1931)
2 Via M. Dell'Oro, G. Giudici e A. Longoni 1935
3 Direttissima (I. Piussi e G. Redaelli 1959)
4 "Donnafugata" (C. Heinz e R. Schali 2004)
5 Via R. Carlesso e B. Sandri 1934

Nel 1934 Raffaele Carlesso e Bortolo Sandri in più riprese riuscirono nell'intento di aprire un magnifico itinerario attraverso i variopinti strapiombi giallastri e le levigate placche della parete sud. Questa via anche ai giorni nostri è considerata una scalata grandiosa con una logica eccezionale.

Nell'anno successivo vennero tracciati sulla grande parete della Torre ben due ascensioni: Riccardo Cassin e Vittorio Ratti vinsero l'estetico spigolo sud est mentre, dalla parte opposta della parete, Mario Dell'Oro con Giovanni Giudici e Angelo Longoni aprirono un itinerario sostanzialmente di uguale difficoltà. Curioso il fatto che le due salite si conclusero in vetta lo stesso giorno e che le cordate provenissero entrambe da Lecco.

Inutile dire come tutte queste salite rappresentassero il massimo livello raggiunto in alpinismo in quel periodo storico. Gli anni trenta furono caratterizzati da un alpinismo che preferiva come forma di espressione l'arrampicata libera; è quindi facile immaginare che sulla parete meridionale della Torre Trieste dopo l'apertura di queste ultime salite non vi fosse altra possibilità di compiere itinerari alternativi.

Perché l'alpinismo di ricerca ritorni sulla Torre Trieste, bisognerà aspettare fino l'anno 1959, quando Ignazio Piussi e Giorgio Redaelli, con largo uso di mezzi artificiali, effettuarono una via direttissima alla cima. Questa salita fu definita come "la più difficile e grandiosa via artificiale delle Alpi" e ancor oggi incute timore e viene ripetuta di rado. È' importante sottolineare come la via Piussi-Redaelli presenti una difficile arrampicata artificiale ma anche una scalata libera molto impegnativa.

A destra della via direttissima nel 1972 un team polacco capeggiato da Jerzy Kukuczka tracciò un altro itinerario che per impegno e stile di apertura si avvicina molto alla salita di Piussi e Redaelli; ad oggi questa ardua scalata è stata ripresa solo un paio di volte.

Il nuovo millennio inaugura sulla Torre Trieste anche l'inizio dell'alpinismo più moderno: nel 2003 il Triestino Mauro Bole con vari compagni, in più riprese, apre una dura via dedicandola al grande alpinista Francese Patrick Berhault mentre Christoph Hainz e Roger Schali indovinano una linea oggi molto apprezzata chiamata "Donnafugata".

I due itinerari non possono essere certo definiti come vie sportive ma è indiscutibile che la loro realizzazione sia stata possibile solo con l'utilizzo dei moderni chiodi infissi con il trapano. Lo stesso Christoph Hainz con onestà ammise che "senza spit non sarebbe stato possibile una tale scalata"..... forse però bisognerebbe ricordare come l'alpinismo da sempre abbia saputo superare i limiti imposti dalle generazioni precedenti... sarà il futuro a sentenziare se queste realizzazioni siano state "egoisticamente premature".

L'arrampicata moderna, attratta principalmente dalle pareti più ripide ha finora "risparmiato" le rocce della vicina Busazza. Su questa gigantesca monta-

BUSAZZA

1 Via A. Aste e J. Aiazzi 1968
2 Via E. Cozzolino e A. Casale 1971
3 Via R. Casarotto, G. Albiero e G. Cogato 1976
4 Via Ricordi Nebbiosi (A. Walpoth, T. Prinoth, M. Dejori e G. Travaglia 2017)
5 Via C. Gilberti e E. Castiglioni 1931
6 Spigolo Sud (R. Videsott, L. Rittler e D. Rudatis 1929)
7 Via R. Videsott e D. Rudatis 1930

gna l'alpinismo più classico ha mantenuto nel tempo la sua naturale vitalità. Le sue tante ascensioni un po' tutte si assomigliano: gli itinerari sulla parete sud hanno un carattere più dolce e fragile, mentre le scalate della parete ovest sono tendenzialmente più aspre e più dure.

A dividere le due pareti un bellissimo spigolo vinto nel 1929 da Renzo Videsott, Leo Rittler e Domenico Rudatis che, solo per lunghezza ma non per eleganza è inferiore a quello dell'Agner. L'anno successivo Videsott e Rudatis si ritrovarono ancora insieme sulla Busazza per una scalata che ne vinceva la parete sud.

Nel 1931 venne salita anche la parete ovest: Celso Gilberti ed Ettore Castiglioni salirono un itinerario diretto percorrendo una lineare profonda fessura al centro della parete, ne risultò una via dalla linea classica ma mai diventata molto frequentata visto l'elevato impegno che presenta .

Negli anni a venire sulla parete ovest della Busazza si cimentarono i più forti alpinisti della loro generazione, aprendovi alcuni itinerari fra i più difficili delle Dolomiti.

Armando Aste e Josve Aiazzi nel 1968 affrontarono l'Anticima Nord con un itinerario tanto difficile quanto friabile poi, nel 1971, Enzo Cozzolino ed Adelchi Casale con il solo uso di otto chiodi tracciarono una via di scalata grandiosa che per la sua morfologia risultò per lunghi tratti non proteggibile.

Lì a fianco, qualche anno più tardi, nel 1976, il grande Renato Casarotto accompagnato da Giacomo Albiero e Giuseppe Cogato sale un'altra via dichiarando, per la prima volta, difficoltà di settimo grado. In tempi recenti sono gli alpinisti gardenesi Alex Walpoth, Titus Prinoth, Martin Dejori e Giorgio Travaglia che riescono a vincere il grande scudo giallo vicino alla via Casarotto sogno di tante generazioni di alpinisti; la purezza dello stile adottato e le difficoltà superate, vicine al nono grado, impressionano!

Di fronte alla Busazza vi è un marcato dedalo di pareti giallastre divise fra loro da profondi canaloni: torri e pilastri dai colori più variopinti che spaziano dal nero al grigio, dal giallo all'arancio, assomigliano più che a una montagna ad un caotico labirinto di rocce.

Questo angolo di Civetta, che ne rappresenta la suo estremo ramo sud, sono i Cantoni di Pelsa.

Molto caratteristico risulta essere un grande pilastro di roccia addossato al vistoso dirupo giallastro della cima del Bancon; la sua straordinaria somiglianza ad un pachiderma con tanto di orecchie e proboscide lo ha fatto opportunamente nominare Cima dell'Elefante.

La vetta più a sud dei Cantoni di Pelsa è anche la cima di maggior rilievo del sottogruppo: la Torre Venezia. È una torre di proporzioni minori rispetto alla vicina Torre Trieste ma è diventata molto famosa fra gli alpinisti per la gran quantità di vie di arrampicata in stile classico: le ascensioni hanno difficoltà media e un comodo accesso, risultano quindi ambite da molti.

VERSANTE MERIDIONALE DEL CIVETTA CON I CANTONI DI PELSA

1 Torre Venezia
2 Cima delle Mede
3 Cima della Busazza
4 Torre Trieste
5 Van delle Sasse

La prima salita della Torre Venezia avvenne attraverso la parete settentrionale nell'anno 1909 da parte di Napoleone Cozzi, Alberto Zanutti, Antonio Carniel e Tullio Cepic, i quali effettuarono anche una piramide umana per vincere il tratto più difficile dell'itinerario oggi gradato quarto grado superiore. Attualmente questa salita è stata un po' dimenticata a favore invece delle belle ascensioni presenti sulle pareti meridionali.

La via di Ettore Castiglioni e Giorgio Kahn del 1929 sulla parete ovest risulta essere una classica salita di camino oggi però non più molto frequentata. Ben più difficile e di carattere più audace è l'itinerario aperto nel 1930 da Attilio Tissi, Giovanni Andrich e Attilio Bertoldi che vince direttamente la verticale parete meridionale in totale arrampicata libera con difficoltà per quel tempo davvero estreme. Le altre due vie classiche presenti sulla Torre Venezia si svolgono lungo il tratto di parete

a sinistra della via di Tissi e compagni. Alvise Andrich ed Ernani Faè nel 1934 salirono in prossimità del poco pronunciato spigolo sud ovest, mentre i lecchesi Vittorio Ratti e Vittorio Panzeri nel 1936, appena a destra della via Andrich, effettuarono una scalata caratterizzata da una serie di lunghe traversate per superare i tratti di rocce strapiombanti presenti. Infine nel 1957 Georges e Sonia Livanos conclusero l'ultima delle numerose vie classiche della Torre.

È davvero difficile dire quale fra questi sia l'itinerario più interessante perché tutte sono scalate di soddisfazione con peculiarità molto diverse. La cosa che forse le accomuna, se la si riesce a cogliere, è l'impronta caratteriale che i primi salitori hanno lasciato su queste rocce. La parete, un po' come uno specchio, racchiude e riflette ancor oggi lo spirito di avventura che animava i primi salitori degli anni trenta e a volte, quando vi arrampichi, ti immedesimi nel loro tempo.

Lungo la parete sud della Torre nel tempo sono stati tracciati altri itinerari fra i quali la direttissima aperta da Mirko Minuzzo ed Enrico Mauro nel 1968. La via si distingue per lo stile davvero inconsueto con cui è stata effettuata, direi unico nel gruppo della Civetta. Sul tracciato prevalentemente artificiale, infatti vennero infissi più di trecento chiodi, uno quasi ogni metro. La salita è naturalmente figlia del proprio tempo: l'alpinismo durante gli anni cinquanta e sessanta usava la tecnica artificiale in

L'elefante pietrificato del Civetta.

maniera esagerata.... All'opposto delle audaci salite in libera dei pionieri.

A ben guardare però la via direttissima della Torre Venezia assomiglia terribilmente ad alcune recenti realizzazioni dove esagerati tecnicismo ed esibizionismo travalicano il senso di purezza che il seme lasciato dai pionieri voleva trasmetterci.

Una considerazione finale: recentemente una grande frana ha interessato la via Tissi sulla Torre Venezia compromettendone il passaggio; anche le rocce della Busazza dietro alla Torre Trieste sono da qualche anno collassate; più a nord, sulla parete della Civetta, un'intera parete è crollata. La Cima Su Alto, così si chiamava, quasi non esiste più...Le montagne sono ferite!

Questo dovrebbe farci riflettere sulla nostra convinzione che le montagne abbiano vita eterna e che noi, piccoli uomini, con il nostro stile di vita e il nostro agire nel bene e nel male, sia per loro ininfluente.

Non è così purtroppo: anche loro hanno una vita e noi, con e le nostre piccole o grandi azioni quotidiane, la possiamo rendere migliore o peggiore.

TORRE VENEZIA

1 Spigolo Ovest (A. Andrich e E. Faè 1934)
2 Via V. Ratti e V. Panzeri 1936
3 Via Diretta (E. Mauro e M. Minuzzo 1968)
4 Gran Diedro (G. Biasin e P. Melucci 1960) Var. Diretta (P.Schubert, K. Werner e A. Wojas 1974)
5 Parete Sud (A. Tissi,G. Andrich e A. Bortoli 1933) In evidenza in centro parete il grande franamento che tuttora ne compromette il tracciato.

Già all'inizio degli anni trenta la forte cordata formata da Emilio Comici e Giorgio Brunner rivolse la sua attenzione alla conquista di cime di minor rilievo: vennero così salite l'estetica Torre di Lagunaz e l'omonimo Spiz nelle Pale di San Lucano, lo Spiz Piciol e la grande parete della Cima della Beta nella nascosta valle d'Angheraz. Gli alpinisti locali si dedicarono invece alla bella torre che quasi sembra gemella alla parete nord dell'Agner: nel 1931 Attilio Tissi, Giovanni Andrich e Francesco Zanetti salirono la levigata parete nord della Torre Armena con una classica ascensione.

La metà degli anni trenta vide protagonista la cordata formata da Ettore Castiglioni e Bruno Detassis che in occasione della creazione della guida alpinistica CAI-TCI delle Pale di San Martino esplorarono sistematicamente le rocce della Valle di San Lucano effettuando anche diverse pregevoli ascensioni di pareti ancora inaccesse. Ricordiamo fra tutte la salita del gran diedro dello Spiz Nord nel 1934 e la via sulla parete dello Spiz della Lastia nell'anno successivo.

Durante il periodo pre e post bellico l'alpinismo sembra avere nella Valle di San Lucano un momento di pausa; gli scalatori, forse influenzati dalle prime rudimentali tecniche artificiali, si spostano silenziosamente negli altri gruppi montuosi: nella Civetta, sulle verticali pareti delle Tofane e lungo i giganteschi strapiombi delle Tre Cime di Lavaredo.

Il grande alpinismo ritorna in Valle nel 1960 quando Armando Aste sale due vie attraverso i bellissimi spigoli che caratterizzano la parete settentrionale dello Spiz Agner Nord, dedicandole ad Andrea Oggioni e Franco Susatti. Ascensioni quest'ultime tanto belle quanto dimenticate, anche dato il loro lunghissimo e complicato accesso.

Verso la metà degli anni sessanta tre alpinisti d'eccezione, che avevano già effettuato importanti prime ascensioni invernali di eccezionale impegno lungo le pareti dell'Agner, giungono in Valle: Heini Holzer, Gunther e Reinhold Messner nel 1967 scalano la parete nord est dell'Agner denominando l'itinerario "Via dei Sud Tirolesi", mentre l'anno successivo un team Polacco apre un'altra via appena a destra della via di Messner dal tracciato ancor oggi non molto chiaro e ancora non ripetuto.

Proprio di fronte a queste ascensioni, sulle pareti degli Spiz d'Agner, esprime le proprie capacità il Triestino Enzo Cozzolino aprendo un paio di itinerari in arrampicata libera che, oggi rivalutati, sfiorano il settimo grado.

Durante gli anni settanta giunge in Valle di San Lucano un alpinista genovese di nome Alessandro Gogna; si rende subito conto dell'enorme potenzialità alpinistica di queste enormi pareti e rivolge la sua attenzione non agli ombrosi picchi dell'Agner bensì alle solari grandi pareti delle Pale di San Lucano. Inizia quindi nel 1970 sulla gialla e friabile parete sud della Seconda Pala; la scala insieme a Leo Cerruti in tre giorni di avventurosa scalata. A questa seguiranno in pochi anni altre ascensioni: sulla vertiginosa parete sud della Terza Pala di San Lucano (1972 via "Paolo Armando"), sulla parete orientale della Seconda Pala ed infine sullo sperone sud della Quarta Pala (entrambe nel 1974 con Giovanni Favetti e Flavio Ghio). I fratelli agordini Eugenio e Renato Bien nello stesso anno rispondono ai forestieri salendo un difficile itinerario attraverso il grande diedro sud della Seconda Pala.

Anche Renato Casarotto in quegli anni è attratto dalle pareti delle Pale di San Lucano, vi effettua diverse salite quasi sempre accompagnato da Piero Radin. Apre due itinerari sulla grande parete della Quarta Pala di San Lucano e altri tre sul verticale pilastro dello Spiz di Lagunaz destinati a diventare dei veri e propri punti di riferimento nella storia dell'alpinismo dolomitico. In particolare la via del gran diedro diventerà, per la bellezza dell'arrampicata, una delle ascensioni più ambite non solo delle Dolomiti ma delle Alpi intere.

Gli anni settanta sono gli anni di maggior frenesia alpinistica nella valle di San Lucano; l'élite dell'alpinismo esprime su queste pareti il massimo talento realizzando itinerari difficili ed audaci che ancor oggi vengono ripetuti di rado; ne sono l'esempio la via aperta dai Bellunesi Franco Miotto, Riccardo Bee e Stefano Gava nel 1979 allo Spiz di Lagunaz e la via dei Finanzieri creata da Luigino De Nardin e compagni sulla Quarta Pala di San Lucano.

Riccardo Bee dimostrerà di nuovo il suo talento (se mai ce ne fosse stato bisogno) aprendo in arrampicata solitaria due ascensioni sul pilastro nord occidentale dell'Agner...

Ormai siamo all'inizio degli anni ottanta e l'alpinismo inizia ad essere influenzato dalla mentalità moderna e anche dall'utilizzo nuove attrezzature e materiali che faciliteranno non di poco il poter avventurarsi sulle grandi pareti.

Durante gli anni Ottanta sono gli alpinisti di Cencenighe Ilio ed Ettore De Biasio che, in maniera quasi sistematica, esplorano le pareti ancora nascoste, anche minori, delle Pale di San Lucano aprendovi decine di itinerari dallo stampo classico. Spesso sono accompagnati dagli amici Fausto Conedera e Lorenzo Massarotto.

Sarà proprio Massarotto che, rifiutando i moderni mezzi di assicurazione su roccia, con un'etica ferrea, svilupperà l'alpinismo nella valle di San Lucano fino quasi ai giorni nostri.

Impossibile elencare ora tutte le sue imprese e le numerose vie nuove da lui effettuate, proverò a citare quelle secondo il mio parere più significative. Il suo anno d'oro è il 1981 quando traccia le vie: "La figlia del Naguàl" con Roberto Zannini sulla parete sud della Terza Pala di San Lucano e la "Via del Cuore" all'Agner con Sandro Soppelsa.

L'eredità di Massarotto viene raccolta negli anni duemila dalla figura di Ivo Ferrari, il quale, accompagnato da diversi amici, continuerà la stagione dell'alpinismo tradizionale estremo per oltre un decennio sia sulle pareti dell'A-

gner che sulle Pale di San Lucano, imponendosi anche come un grande scalatore solitario.
Proseguono ai giorni nostri questa tendenza classica anche molti altri alpinisti, famosi e non ricordiamo: Marco Anghileri, Heinz Grill, Stefano Santomaso, Piero Dal Prà, Alessandro Rudatis e Gianni Del Din.
L'anno 2004 è stato un anno importante per la Valle di San Lucano in quanto vengono pubblicati rispettivamente da Ettore De Biasio e Paolo Mosca due opere letterarie relative alle salite alpinistiche rispettivamente delle Pale di San Lucano e dell'Agner.
La divulgazione degli itinerari della Valle di San Lucano non incrementa più di tanto la frequentazione delle pareti, siamo ormai fuori tempo massimo: l'arrampicata moderna dal carattere più sportivo mal digerisce i lunghi approcci e la Wildness aspra di queste pareti. Solo il diedro Casarotto-Radin allo Spiz di Lagunaz e lo Spigolo Nord dell'Agner rimangno itinerari abbastanza frequentati.
Tutte le altre ascensioni restano lì ed aspettano sornione i tempi migliori!

GRUPPO AGNER

1 Spiz della Lastia
2 Spiz Piciol
3 Spiz Nord
4 Spiz Sud
5 Monte Agner
6 Torre Armena
7 Lastei d'Agner

BIBLIOGRAFIA

AA.VV. La frana di Pra e Lagunàz Analisi del rischio geologico, C.A.I., Comune di Taibon Agordino, Fondazione Angelini, Agordo, Castaldi, Agordo, 2009

BARBARA ALDIGHIERI, BRUNO TESTA, ALBERTO BERTINI, 3D Exploration of the San Lucano Valley: Virtual Geo-routes for Everyone Who Would Like to Understand the Landscape of the Dolomites, Geoheritage DOI 10.1007/s12371-015-0164-x, 2015

CARLO BARTOLINI, I fattori geologici delle forme del rilievo, Pitagora Editrice, Bologna, 1992

ALFREDO BINI, LUISA ZUCCOLI, ENRICO VETRI, Le glaciazioni, Dispense di Geologia del Quaternario 3° 4^ Summer School di Geologia del Quaternario, AIQUA, Milano,1999

ALBERTO BERTINI, Valutazione quantitativa dei geomorfositi. Esempio "Valle di San Lucano", in BARBARA ALDIGHIERI, BRUNO TESTA, L'Armonia fra uomo e natura nelle Valli Dolomitiche atti delle giornate di studio, Agordo 12-13 novembre 2010, Aracne editrice, Roma, 2011, pp. 21-48

FABRIZIO BIZZARRINI, Guida alla geologia del Parco. Parco Naturale Paneveggio Pale di S. Martino Litografia EFFE e ERRE, Trento, 2009

WOLFGANG BLENDINGER, EDWIN MEISSNER, CARL DIEDRICH SATTLER, ALBERTO BERTINI, Pale di San Lucano, Dolomites, Italy: 3D modelling, petrography and isotope geochemistry of a partially dolomitized carbonate platform, Clausthal-Zellerfeld, Clausthaler Geowissenschaften, Vol.6, 2007, pp.1-43

WOLFGANG BLENDINGER, STEPHANIE LOHMEIER, ALBERTO BERTINI A., Platform geometries from the Pale di San Martino (Dolomites, Italy) cast doubt on the peritidal origin of "Latemar cycles", Clausthal-Zellerfeld, Clausthaler Geowissenschaften, Vol.8, 2010, pp.1-11

WOLFGANG BLENDINGER, ALBERTO BERTINI, EDWIN MEISSNER, Pale di San Lucano: esempio di importanza mondiale per geometrie di piattaforma carbonatica e problema della dolomitizzazione in Barbara ALDIGHIERI, BRUNO TESTA, L'Armonia fra uomo e natura nelle Valli Dolomitiche atti delle giornate di studio Agordo 12-13 novembre 2010, Aracne Editrice, Roma, 2011, pp.147-186

CARMEN BROGLIO LORIGA, DANIELE MASETTI, CLAUDIO NERI C., La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia, Riv. Ital. Paleont., vol. 88, n.4 Milano, 1982, pp. 501-598

ALFONSO BOSELLINI, La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete). Boll. Soc. Geol It. v. 86, 1967, pp. 133-169.

ALFONSO BOSELLINI, DANIELE MASETTI, MASSIMO SARTI,The Vajont Limestone: an oolitic deep-sea fan, Middle Jurassic, Venetians Alps. Guidbk. Excurs. 8, 2nd I.A.S. Regional meet., Bologna, 1981

ALFONSO BOSELLINI, R. FERRI, La Formazione di Livinallongo (Buchenstein) nella Valle di S. Lucano (Ladinico Inferiore, Dolomiti Bellunesi), Bologna, Ann. Univ. Ferrara, N.S., Sez. IX, Vol. VI (5), 1980, pp.63-89

ALFONSO BOSELLINI, Geologia delle Dolomiti, Athesia, Bolzano, 1996

ALFONSO BOSELLINI, CLAUDIO NERI, MARCO STEFANI, Geologia delle Dolomiti. Società Geologica Italiana 78^ riunione estiva San Cassiano 16-18 settembre 1996. Litografia Tosi, Ferrara, 1996

ANNA BREDA, NEREO PRETO, GUIDO ROGHI G., STEFANO FURIN, RENATA MENEGUOLO, EUGENIO RAGAZZI E., PIERO GIANOLLA, The Carnian Pluvial Event in the Tofane area (Cortina d'Ampezzo, Dolomites, Italy), Geo. Alp. 6: 2009, 80–115

CARLO BRUSCA, ENZO FARABEGOLI, GIOVANNI VIEL, Le mineralizzazioni PB ZN nel quadro paleogeografico del Trias delle Dolomiti Orientali. Ipotesi genetiche. Geoarcheologia 2010/1, 2010, pp 59-114

CRISTINA BUSATTA, Geologia del fianco Nord occidentale del Monte Civetta (Dolomiti Centrali), Tesi di laurea, Ferrara, 1991

RICCARDO CAPUTO, The polyphase tectonics of Eastern Dolomites, Mem. Sc. Geol., Vol. 48, 1996, pp. 93-106

FRANCESCO CARRARO, Geologia del Quaternario, Flaccovio editrice, Palermo, 2012

ALBERTO CARTON, MANUELA PELFINI, Forme del paesaggio d'alta montagna, Zanichelli, Bologna, 1988

ALBERTO CARTON, Le forme del rilievo, in Marmolada, a cura di ALBERTO CARTON, MAURO VAROTTO, Cierre Edizioni, Verona, 2011, pp. 48-73

ALBERTO CASTELLARIN, LUIGI SELLI, VINCENZO PICOTTI, LUIGI CANTELLI, Introduzione alla tettonica delle Dolomiti Soc. Geol. It. 78^ Runione Estiva "Geologia delle Dolomiti" San Cassiano (BZ), 1996, pp.3-13

ALBERTO CASTELLARIN, LUIGI SELLI, VINCENZO PICOTTI, LUIGI CANTELLI, Introduzione alla tettonica medio triassica e ai problemi del diapirismo nelle Dolomiti occidentali. Soc. Geol. It. 78^ Runione Estiva "Geologia delle Dolomiti" San Cassiano (BZ), 1996 pp. 32-60

ALBERTO CASTELLARIN, RINALDO NICOLICH, ROBERTO FANTONI, LUIGI CANTELLI, MATTIA SELLA, LUIGI SELLI, Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps Southern sector of the TRANSALP transect. Tectonophysics, 414, 2006, pp. 259-282

ALBERTO CASTELLARIN, LUIGI SELLI, VINCENZO PICOTTI, LUIGI CANTELLI, La tettonica delle Dolomiti nel quadro delle Alpi Meridionali Orientali, Mem. Soc. Geol. It. 53, 1998, pp. 133-143

ALBERTO CASTELLARIN, Structural synthesis of the Eastern alps: a collisional orogenic chain. Special Volume of the Italian geological Society for the IGC 32, Florence, 2004

ALBERTO CASTELLARIN, LUIGI CANTELLI, VINCENZO PICOTTI, LUIGI SELLI, Structure of the italian Dolomites, partially along the southern sector of the transalp seismic profil, Field trip guidebook P54, IGC 32 FLORENCE, 2004

BRUNO CASTIGLIONI, Tracce glaciali postwurmiane nelle Dolomiti. Atti XIX Riunione Soc. Ital. Progr. Scienze, Vol II, 1930

BRUNO CASTIGLIONI, Note tettoniche sulla Valle del Biois (Alpi Dolomitiche). Boll. Soc. Geol. It. N. 45, 1926, pp. 193-211

BRUNO CASTIGLIONI, Il Gruppo delle Pale di S. Martino e le valli limitrofe (Alpi Dolomitiche), Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, Sez. XIII, 1939, pp. 1-104

BRUNO CASTIGLIONI, Il Gruppo del Civetta (Alpi Dolomitiche), Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, Vol IX, 1931, pp. 1-83

BRUNO CASTIGLIONI, L'Italia nell'età quaternaria. Carta delle Alpi nel Glaciale (scala 1:200.000), Atlante fisico-economico d'Italia, a cura di GIOTTO DAINELLI, C.T.I., Milano, 1940

GIOVANNI BATTISTA CASTIGLIONI, Sul morenico stadiale delle Dolomiti, Mem. Ist. Geol. Univ. PD. Vol 24, 1964, pp 3-16

GIOVANNI BATTISTA CASTIGLIONI, Geomofologia, UTET, Torino, 1979

ANTONIO CAVINATO, Ricerche minerarie nelle Alpi Bellunesi, in Atti della giornata di Studi Geominerari. Centenario dell'Istituto Tecnico Industriale Statale "U. Follador" Agordo, 1967

ROBERTO COLACICICCHI, Le dislocazioni delle cime (Gipfelfaltungen) nelle Dolomiti. Gruppo del Civetta. Ricerca geo-Paleontologica nelle Dolomiti, CNR, Padova, 1960

GIORGIO DAL PIAZ, Studi geotettonici sulle Alpi Orientali (regione fra il Brenta e il lago di S. Croce), Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, V1, Padova, 1912, pp. 1-196

ANTONIO DE FANTI, Osservazioni morfologiche sul sottogruppo della Moiazza Gruppo del Civetta, Istituto culturale di Zoldo, Grafiche Antiga, Cornuda, 1996

VITTORIO DE ZANCHE, ANDREA FRANZIN, PIERO GIANOLLA, PAOLO MIETTO, CHIARA SIORPAES, The Piz da Peres section (Valdaora, Olang, Pusteria Valley, Italy). A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites (Italy), Eclogae geologicae Helvetiae, 85/1, 1992, pp 127-143.

VITTORIO DE ZANCHE, PIERO GIANOLLA, PAOLO MIETTO, CHIARA SIORPAES, PETER R. VAIL, Triassic Sequence Stratigraphy in the Dolomites (Italy), Mem. Sc. Geol. V. 45, Padova 1993, pp. 1-27

VITTORIO DE ZANCHE, PIERO GIANOLLA, STEFANO MANFRIN, PAOLO MIETTO P., GUIDO ROGHI, A middle Triassic Back-stepping Carbonate Platform in the Dolomites (Italy): Sequence Stratigraphy and Biochronostratigraphy. Mem. Sci. Geol. V. 47, 135-155, Padova, 1995

DINO DI COLBERTALDO, I giacimenti Piombo Zinciferi nell'Anisico delle Alpi Bellunesi e la loro genesi alla luce delle più recenti interpretazioni; in Atti della giornata di Studi Geominerari. Centenario dell'Istituto Tecnico Industriale Statale "U. Follador" Agordo, 1967

IGINIO DIENI, GIORDANO DANILO, FRANCESCO PAOLO SASSI, DAVID K. LOYDELL, Discovery of Llandovery (Silurian) graptolites and probabile Devonian corals in the Southalpine Metamorphic Basement of the Eastern Alps (Agordo, NE Italy). Geological Magazine (1) Cambridge University Press, 2005, pp.1-5

IGINIO DIENI, DANILO GIORDANO, FRANCESCO PAOLO SASSI, Silurian and Devonian boudins within the Southalpine Metamorphic Basement of the Agordo area (Eastern Alps), Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti, Tomo CLXIV Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali, Venezia 2006, pp.1-44

CARLO DOGLIONI, ALBERTO CASTELLARIN, A geologic schematic cross-section of the Southern Alps. Rend. Soc. Geol. Ital. V.8, Roma, 1986, pp. 35-36

CARLO DOGLIONI, ALFONSO BOSELLINI, Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. Geologische Rundscau, V. 76. 1987

CARLO DOGLIONI, ALFONSO BOSELLINI, Platform break-downlap planes relationship in prograding carbonate platforms: a tool for the reconstruction of basin evolution. Boll. S.G.I., 108,1, 1989, pp 175-182

CARLO DOGLIONI, Duomo Medio Triassico nelle Dolomiti. Rend. Soc. Geol. It. n. 6, 1983, pp. 13-16

CARLO DOGLIONI, Tettonica triassica transpressiva nelle Dolomiti. Giorn. Geol. S.3, n. 46, 1984, pp. 47-60

CARLO DOGLIONI, La tettonica delle Dolomiti. Guida Gr. It. Geol. Strutt., Stampa Tecnosprint Bologna, 1987

CARLO DOGLIONI , Tectonics of the Dolomites (Southern Alpes, Northern Italy). Journ.Struct. Geol. 9, 1987, pp. 181-193

CARLO DOGLIONI, CLAUDIO NERI, Anisian Tectonics in the Passo Rolle area, Rend.Soc. Geol. It. 11, 1988, pp 197-204

CARLO DOGLIONI, Escursioni nel Sudalpino orientale (Dolomiti e Prealpi Venete), Agip, 1992

CARLO DOGLIONI, Tectonics of the Dolomites. Bull. Angew. Geol. Vol. 12/2, 2007

CARLO DOGLIONI, EUGENIO CARMINATI, Structural styles and Dolomites field trip. Mem. D. Carta Geol.It., 82, 2008, pp.1-268.

ENZO FARABEGOLI, GIULIO PISA G., ERNST OTT, Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali), Boll. Soc.. Geol. It. 95, Roma, 1976, pp. 659-703

GIORGIO FONTANIVE, La Frana di Pra e Lagunaz, Tipografia Piave s.r.l., Belluno, 2008

MAURIZIO GAETANI, ELISABETTA FOIS, A new and unusual coelenterate from the Carnian of Dolomites (Italy), Boll. Soc. Paleontol. Ital., 17 (2),1978, pp 262-271

MAURIZIO GAETANI, ELISABETTA FOIS, FLAVIO JADOUL, ALDA NICORA, Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy). Mar. Geol. 44(1-2), 1981, pp 25-57

PIERO GIANOLLA, RACHELE ANDREETTA, STEFANO FURIN, SANDRO FURLANIS, PAOLO MIETTO, MANUEL RIGO, Late Anisian to Late Carnian subsidence depocenter shift recorded by shallow water carbonates (Dolomites, Southern Alps, Italy), Rend. online SGI, 2 (2008), Note Brevi, www.socgeol.it, 2008, pp 93-94

PIERO GIANOLLA, Il libro di roccia, in Marmolada, a cura di ALBERTO CARTON, MAURO VAROTTO, Cierre Edizioni, Verona, 2011, pp. 20-45

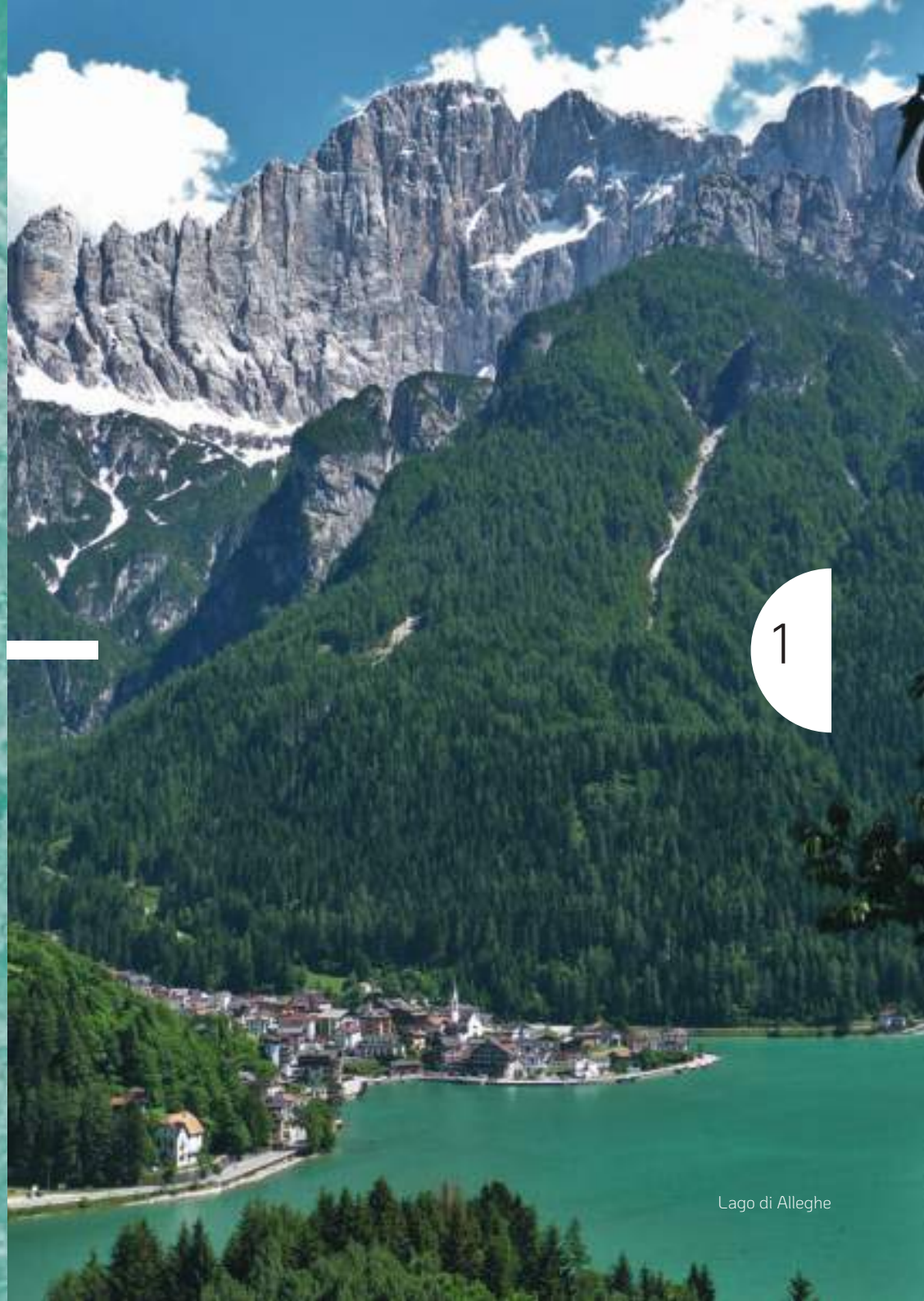
PIERO GIANOLLA, MARIO PANIZZA, CESARE MICHE-

LETTI, FRANCO VIOLA F, The Dolomites Nomination of the Dolomites for inscription on the World Natural Heritage List Unesco, 2008
PIERO GIANOLLA, CORRADO MORELLI, MAURIZIO CUCATO, CHIARA SIORPAES, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 016 Dobbiaco, Provincia Autonoma di Bolzano, Servizio Geologico, 2017
DANILO GIORDANO, Aspetti Geologici, in Un Parco per l'uomo. Dieci anni di vita del Parco Nazionale Dolomiti Bellunesi, a cura di ESTER CASON ANGELINI, 2004, pp. 79-103
DANILO GIORDANO, Dolomiti di Cristallo, Minerali e mineralogia nell'Agordino. GAMP Dolomiti, Grafiche Antiga, Crocetta del Montello, 2008
DANILO GIORDANO, I fossili più antichi delle Dolomiti, "Frammenti", 3, aprile 2011, pp 71-86
DANILO GIORDANO, Valle di San Lucano aspetti geomorfologici in BARBARA ALDIGHIERI, BRUNO TESTA L'Armonia fra uomo e natura nelle Valli Dolomitiche atti delle giornate di studio Agordo 12-13 novembre 2010, Aracne editrice, Roma, 2011, pp. 49-82
DANILO GIORDANO, Provincia di Belluno e Percorso nel Bellunese: Valle di San Lucano, Val Bordina, in Minerali del Veneto alla scoperta dei tesori della nostra regione, a cura di FEDERICO ZORZI, MATTEO BOSCARDIN, Cierre Edizioni, 2014, pp. 93-119 e 284-291
DANILO GIORDANO, Riflessioni sul paesaggio dolomitico, "Frammenti", 7, 2017, pp.63-84
DANILO GIORDANO, Aspetti geologici e geomorfologici e Itinerari, in Per la conoscenza dello Spiz Zuèl (Gruppo Civetta-Moiazza) e del M. Punta (Gruppo del Pelmo) Sistemi n. 3 e n. 1 Dolomiti UNESCO, a cura di ESTER CASON ANGELINI, Fondazione Giovanni Angelini Centro Studi sulla Montagna, 2017, pp. 7-37 e 75-96
DANILO GIORDANO, L'antica laguna ladinica del Pelsa (Gruppo del Civetta. Agordino, Dolomiti Bellunesi), "Notiziario Gruppo Natura Bellunese", aprile 2019, pp. 11-23
DANILO GIORDANO, LANDO TOFFOLET, Il Paesaggio Nascosto. Viaggio nella geologia e nella geomorfologia del Parco Nazionale Dolomiti Bellunesi, Collana studi e ricerche n. 5, I.G.B Santa Giustina BL, 2002, pag. 288.
DANILO GIORDANO, LUCIO D'ALBERTO, Nuovi dati per la paleogeografia anisica e ladinica della Valle San Lucano e aree limitrofe (Dolomiti Agordine, Taibon Agordino), in "Frammenti", 5, 2013, pp 65-80.
DANILO GIORDANO, GIOVANNIBATTISTA PELLEGRINI, Geologia e geomorfologia del Gruppo Civetta Moiazza in Corso di Formazione di geografia sulle Dolomiti Patrimonio UNESCO Aspetti geologici, antropici e paesaggistici sul Gruppo del Civetta – Moiazza (Sistema n. 3 di Dolomiti UNESCO), a cura di ESTER CASON ANGELINI, Fondazione Giovanni Angelini Centro Studi sulla Montagna 2014, pp 13-39 e 45-58
GIORGIO GASPAROTTO, GIANFRANCO SIMBOLI, Mineralogia, petrografia e schemi evolutivi delle magmatiti triassiche del complesso di Cima Pape (Dolomiti Orientali). Miner. Petrogr. Acta, v.34, Bologna, 1991, pp. 205-234
PIERO LEONARDI, Geologia dei monti di Zoldo e territori circostanti. Istituto Poligrafico dello Stato, Roma, 1939
PIERO LEONARDI et AL., Le Dolomiti. Geologia dei Monti fra Isarco e Piave, Manfrini, Rovereto, 1968, p. 1019
EVELYN KUSTATSCHER, DANILO GIORDANO, ALBERTO RIVA, La flora anisica della Valle di San Lucano in BARBARA ALDIGHIERI, BRUNO TESTA: L'Armonia fra uomo e natura nelle Valli Dolomitiche atti delle giornate di studio Agordo 12-13 novembre 2010, Aracne Editrice, Roma, 2011, pp.131-146
ELENA ANNA MANFRÈ, Sentiero Geologico Crode Rosse, Parco Naturale Paneveggio Pale di S. Martino, Litografia EFFE e ERRE, Trento, 2010
ELENA ANNA MANFRÈ, Sentiero Geologico Valles Venegia, Parco Naturale Paneveggio Pale di S. Martino, Grafiche Futura, Mattarello (TN), 2007
ELENA ANNA MANFRÈ, DARIO ZAMPIERI, NEREO PRETO, Sentiero Geologico Altopiano della Rosetta Parco Naturale Paneveggio Pale di S. Martino. Pubblistampa arti Grafiche, Pergine Valsugana, 2011
ALESSANDRO MARANGON, GIOVANNI GATTOLIN, GIOVANNA DELLA PORTA, NEREO PRETO, The Latemar: A flat-topped, steep fronted platform dominated by microbialites and synsedimentary cements, Sedimentary Geology 240, 2011, pp. 97-114
DANIELE MASETTI, ROBERTA FANTONI, ROBERTO ROMANO, DARIO SARTORIO, ENRICO TREVISANI, Tectonostratigraphic evolution of the Jurassic extensional basins of the eastern southern Alps and Adriatic foreland based on an integrated study of surface and subsurface data. AAPG Bulletin, v. 96, no. 11 (November 2012), pp. 2065-2089
DANIELE MASETTI, GIAN LUIGI TROMBETTA, L'eredità anisica nella nascita ed evoluzione delle piattaforme medio- triassiche delle dolomiti occidentali, Padova, Mem. Sci. Geol. Vol.50, 1998, pp. 213-237
EDMUND MOJSISOVICS VON MOJSVAR, Die Dolomit-Riffe von südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichten der Alpen Hölder, Wien,1879
PAOLO MIETTO, MATTEO BELVEDERE, MARA BARBUNI, Dinosauri nelle Dolomiti, a cura di ESTER CASON ANGELINI Sileagrafiche Treviso, 2012.
CLAUDIO NERI, MARCO STEFANI, Sintesi cronostratigrafica e sequenziale dell'evoluzione Permiana superiore e Triassica delle Dolomiti, Mem. Soc. Geol. It. 53, 1998, pp. 417-463
CLAUDIO NERI, PIERO GIANOLLA, SANDRO FURLANIS, RICCARDO CAPUTO, ALFONSO BOSELLINI, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio Cortina d'Ampezzo. APAT Regione del Veneto, 2007
GIUSEPPE OROMBELLI, CESARE RAVAZZI, MARIA BIANCA CITA, Osservazioni sul significato dei termini lgm (umg), tardoglaciale e postglaciale in ambito globale, italiano ed alpino Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences 18(2), 2005, pp 147-155
GIOVANNIBATTISTA PELLEGRINI, Geomorfologia della Valle del Mis, Parco Nazionale Dolomiti Bellunesi Collana Studi e Ricerche. Santa Giustina (BL), 2001
ANDREA PICCIN Un'onda anomala 220 milioni di anni fa, in Le Dolomiti Bellunesi, anno XLI, n. 80, 2018 pp. 42-46
GIULIO PISA, ENZO FARABEGOLI, ERNST OTT, Stratigrafia e paleogeografia dei terreni Anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). Mem. Soc. Geol. It. 18, 1978, pp. 63-92
GIULIA PIZZIN, Valutazione del patrimonio geologico della Valle di San Lucano (WHS) Dolomiti: Geosito di Pont. Tesi di Laurea inedita Università di Ferrara, relatore P. Gianolla, 2010
NEREO PRETO, MARCO FRANCESCHI, GIOVANNI GATTOLIN, MATTEO MASSIRONI, ALBERTO RIVA, PIERPARIDE GRAMIGNA, LUCA BERTOLDI ET AL., The Latemar: A Middle Triassic polygonal fault-block platform controlled by synsedimentary tectonics. Sedimentary Geology, 234 (1-4), Elsevier B.V., 2011, pp 1-18.
KARL HEINZ ROEDER, Evolution of Early Ladinian Palaeoslope of the Pale di San Martino-San Lucano (Dolomites Italy), Giornale di Geologia, serie 3^, vol. 49/1, Bologna, 1987, pp 51-61
KARL HEINZ ROEDER, A. MUEHL, Lithostratigraphie und Paläogeographie der Triasam Nordrand der Pale di San Martino (Dolomiten, Italien), Geol. Paläorü. Mitt. Innsbruck, ISSN 9378-6870, Bd. 15, 1988, pp 13-30,
DANIELE ROSSI, GIANFRANCO SIMBOLI, ELIO SOMMAVILLA, La serie vulcanica medio-triassica della Catena del Padon (Gruppo della Marmolada, parte settentrionale). Miner. Petrogr. Acta, n. 20, 1974, pp. 1-48
MASSIMO SARTI, FABRIZIO ARDIZZONI, Tettonica Triassica nel Gruppo di Cima Pape-Pale di Sanson (Dolomiti Bellunesi). Mem. Sc. Geol. Vol XXXVI, Padova, 1984, pp. 353-370
CHIARA SIORPAES, PIERO GIANOLLA P., Stratigrafia triassica del versante settentrionale delle Cime di San Sebastiano (Dolomiti Orientali), Rend. Soc. Geol. It., 14, 1991, pp 155-156
CLAUDIO SMIRAGLIA, Guida ai ghiacciai e alla glaciologia. Zanichelli editore, Bologna,1992
ELIO SOMMAVILLA, Monzonite con differenziazioni basiche e alcaline e passaggio graduale a lava latitica, a Nord delle Pale di San Martino (Dolomiti, Italia) Studi Trentini di Scienze Naturali sez. A Vol.XLVII, Trento, 1970, pp. 135-160
MARCO STEFANI, RICCARDO CAPUTO, Stratigrafia triassica e tettonica alpina nel gruppo Marmolada-Costabella (Dolomiti Centrali), Mem.Soc. Geol. It. n. 53, 1998 pp. 263-293
CRISTINA STEFANI, MARIA GIUDITTA FELLIN, MASSIMILIANO ZATTIN, GIAN GASPARE ZUFFA, CLAUDIO DAL MONTE, NICOLETTA MANCIN, ADRIANO ZANFERRARI , Provenance and paleogeographic evolution in a multi-source foreland: the Cenozoic venetian basin (NE Italy), Journ.Sed. Research, 77, 2007, pp. 867-887
MARCO STEFANI, STEFANO FURIN, PIERO GIANOLLA, The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites, Earth and Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 290, 2010, pp. 43–57
TORQUATO TARAMELLI, Note illustrative alla Carta Geologica della Provincia di Belluno, Tipografia f.lli Fusi., Pavia, 1883
BRUNO TESTA, BARBARA ALDIGHIERI, LUCIO D'ALBERTO, GIORGIA LUCIANETTI, ROBERTO MAZZA, Hydrogeology and Hydromorphology: a Proposal for a Dual-Key Approach to Assess the Geo-Hydrological Heritage Site of the San Lucano Valley (Belluno Dolomites, Italy), Geoheritage https://doi.org/10.1007/s12371-018-0279-y, 2018
ANDREA TINTORI, The Vertebral Column of the Triassic Fish Saurichthys (Actinopterygii) and its stratigraphical Significance, Riv. It. Paleont. Strat. v.96 n. I 1990,
ANDREA TINTORI, ZUO-YU SUN, CRISTINA LOMBARDO, DA-YONG JIANG, YUAN-LIN SUN, MARCO RUSCONI, WEI-CHENG HAO, New specialized Basal Neopterygians (Actinopterygii) from Triassic of The Tethys Realm Geol. Insubr. 10/2, 2007
ANDREA TINTORI, ZUO-YU SUN, CRISTINA LOMBARDO, DA-YONG JIANG, RYOSUKE MOTANI R., A New "Flying" Fish from The Upper Ladinian (Middle Triassic) of Wusha (Guizhou Province, Southern China). Gortania Geologia, Paleontologia, Paletnologia 33 (2011) Udine
FABIO TOSTI, ADRIANO GUIDO, FABIO DEMASI, ADELAIDE MASTANDREA, ATTILIO NACCARATO, ANTONIO TAGARELLI, FRANCO RUSSO, Microbialites as primary Builders of the Ladinian – Carnian Platforms in the Dolomites: Biogeochemical Characterization, Geo.Alp, Vol. 8, S. 156–162, 2011
GIAN LUIGI TROMBETTA, DANIELE MASETTI, Geologia, stratigrafia e sedimentologia del Triassico Medio della Valle di San Lucano (Gruppo delle Pale di San Martino, Provincia di Belluno). "Frammenti", 4, 2012, pp 65-80.
MARCO VECOLI, IGINIO DIENI, FRANCESCO PAOLO SASSI, THOMAS SERVAIS, Cambrian Acritarchs from the Col di Foglia Agordo Southalpi¬ne metamorphic basement, Italian Eastern Alps: the oldest biostratigraphic record in the Alps. Rendiconti Lincei 19: 45-55, 2008
GIOVANNI VIEL, Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico_Cadorina (Alpi Meridionali), Riv. Ital. Paleont. Strat. V. 85, pp. 85-125 e pp. 297-352, 1979, Milano
EDWARD LITTON WINTERER E ALFONSO BOSELLINI, Subsidence and sedimentations on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. American Association of Petroleum Geologist v.65 n. 3, 1981
DARIO ZAMPIERI, Le piattaforme carbonatiche Triassiche delle Pale di San Martino (Dolomiti), Padova, Mem. Sci. Geol. Vol. 39, 1987, pp. 73-83
GIORGIO ZANON, I ghiacciai del Veneto Giunta Regionale del Veneto. Edizioni Canova, Treviso, 1990
MASSIMILIANO ZATTIN, CRISTINA STEFANI, SILVANA MARTIN, Detrital Fission-Track analysis and Petrography as keys of alpine Exhumation: the Example of the Veneto Foreland (Southern Alps, Italy) Journ.Sed. Research 73, 1051-1061, 2003
MASSIMILIANO ZATTIN, CRISTINA STEFANI C., SILVANA MARTIN, Il bacino oligo-miocenico veneto-friulano: provenienze e Paleogeografia. Rendiconti online Soc. Geol. It. Vol. 4 (89-92), 2008

PROVINCIA DI BELLUNO

(L. Lonzi - M. Piat)

DOLOMIA E DOLOMITI, STORIA DI UN NOME



1

Lago di Alleghe

Quando, alla metà di agosto del 1789, il nobile e geologo francese Déodat Sylvain Guy Tancrède de Gratet de Dolomieu (23 giugno 1750 – 28 novembre 1801) assieme al giovane Fleuriau de Bellevue, intraprese un viaggio di ricerca che da Venezia lo avrebbe condotto a Innsbruck, non poteva di certo immaginarne l'esito rivoluzionario per la geologia.

L'esperienza maturata in lunghi anni di studio e la curiosità alimentata durante vari scambi di vedute con altri naturalisti lo avevano convinto della necessità di recarsi nelle Alpi Venete e Tirolesi per studiarne origine e conformazione. A tal riguardo fu probabilmente determinante l'incontro, avvenuto nel 1784, tra Dolomieu e Belsazar Hacquet; questi, tra il 1781 e il 1783, aveva attraversato le Alpi Orientali raccogliendo numerosi campioni di rocce e minerali e annotando doviziosamente le proprie osservazioni. In particolare, durante la permanenza nel Bellunese, percorse la valle del torrente Cordevole; dopo aver descritto il lago di Alleghe e la sua recente formazione, il naturalista si soffermava sull'analisi di una roccia, raccolta nei pressi, apparentemente calcarea, ma che mostrava una scarsa effervescenza al contatto con l'acido cloridrico.

Fu questa reazione inaspettata che portò Dolomieu a studiare di persona questa particolare roccia e ad intraprendere il viaggio; egli, quindi, non fu il primo a studiare quella che poi diventerà nota come dolomia, ma fino ad allora non ne era stata determinata la composizione chimica, né, tanto meno, attribuito un nome ufficiale (era definita con varie denominazioni, come "spato perlato").

Nel luglio del 1791 il "Journal de Physique" pubblicò un articolo che diventerà un simbolo della storia della geologia, dal titolo *Lettre du Commandeur Déodat de Dolomieu, à M. Picot de la Peyrouse, sur un genre de pierres calcaires très peu effervescentes avec les acides, et phosphorescentes par la collision*, ([...] *su un genere di pietre calcaree molto poco effervescente con gli acidi e fosforescente per collisione*). Si tratta di una lettera che Dolomieu spedì da Malta il 30 gennaio di quell'anno, nella quale condivide con l'amico la convinzione che quelle rocce così simili ai calcari, ma poco effervescenti, costituiscano qualcosa di nuovo per la scienza.

Il 31 ottobre fece quindi pervenire a Nicolas-Théodore de Saussure, come da lui richiesto, dodici campioni di quelle rocce, raccolti soprattutto presso il Brennero, in Trentino e in Veneto.

Nella lettera di accompagnamento è chiaro che Dolomieu ebbe modo di osservare numerose località, oltre a quella in cui raccolse i famosi campioni, dove era presente lo stesso tipo di materiale; se inizialmente propose il nome *tyrolensis*, cambiò idea quando riconobbe che la pietra non era presente solo in Tirolo:

"Si cette pierre n'avait appartenu qu'aux montagnes du Tyrol, vous auriez pu la nommer tyrolensis, mais elle se trouve dans beaucoup d'autres montagnes", ("Se questa pietra appartenesse solo alle montagne del Tirolo, avreste potuto chiamarla tyrolensis, ma si trova in molte altre montagne").
Propose quindi il nome *saussurite* in onore del padre di Nicolas, il mineralogista Horace Bénédict de Saussure.
Nel marzo del 1792, sempre nel "Journal de Physique", Nicolas-T. de Saussure anticipa indirettamente il futuro nome del minerale, con un articolo dal titolo *Analyse de la Dolomie* (*Analisi della dolomia*). Il chimico determina che si tratta di una roccia costituita da un carbonato doppio di calcio e magnesio e propone di battezzarla dolomia (*dolomie* in francese) in omaggio al suo scopritore: "Cette pierre mérite à tous égards d'avoir un nom particulier, celui de pierre calcaire peu effervescente est indéterminé & impropre. On ne sauroit mieux la baptiser, qu'en dérivant son nom de celui du cèlébre naturaliste qui nous l'a fait connoitre", ("Questa pietra merita a tutti gli effetti di avere un nome specifico, quello di pietra calcarea poco effervescente è indeterminato e improprio. Non sapremmo battezzarla in modo migliore se non derivando il suo nome da quello del celebre naturalista che ce l'ha fatta conoscere").
Due anni dopo, il mineralogista irlandese Richard Kirwan introdusse il nome inglese *dolomite* in sostituzione dell'originario francese *dolomie*: questo termine indica oggi il minerale, mentre con dolomia si intende una roccia in cui la dolomite è componente principale.
Se da un lato si chiude il capitolo sul nome da attribuire al minerale, dall'altro si apre un dibattito, che durerà decenni, sull'uso dello stesso termine con valenza geografica.
Nel 1837 l'editore Murray pubblica a Londra *Murrays Handbook Southern Germany*, un diario di viaggio in cui si parla già delle "montagne delle Dolomiti", che sono rappresentate in un disegno e descritte con toni entusiastici, tanto da attirare la curiosità di un pubblico sempre più vasto.

Tra 1861 e il 1863 gli inglesi Josiah Gilbert, un pittore e George Cheetham Churchill, un naturalista, visitano queste zone e l'anno successivo pubblicano a Londra il resoconto del loro viaggio in un libro dal titolo *The Dolomite Mountains*, arricchito dai disegni di Gilbert e dalle conoscenze specialistiche di Churchill. Le descrizioni approfondite del paesaggio, ma anche della cultura e delle genti di questa regione fa sì che il nome "Dolomiti" faccia presa nei lettori e abbia successo.

Molti scienziati, soprattutto di lingua tedesca, non accettavano però la nuova denominazione. Fra i più accesi detrattori vi fu il geologo viennese Rudolf Hoernes; in un articolo del 1875 contesta duramente la definizione "Dolomiti" per indicare una regione geografica, soprattutto per il fatto che le rocce dolomitiche non sono le sole presenti in quel territorio, anzi ne costituiscono solo alcune porzioni.
"Lo sbaglio più grave è stato quello di elevare il nome Dolomiti ad un concetto geografico [...]. Ancor meno può essere consentito definire un'intera montagna con un nome che risulta adeguato solo per alcune delle stratificazioni in essa presenti".
Tuttavia il nome si afferma definitivamente, soprattutto dopo la Prima Guerra Mondiale, quando l'intero gruppo montuoso ricadde entro i confini del Regno d'Italia.
Tra i vari primati che le Dolomiti possono vantare, vi è quindi anche quello di essere l'unica catena montuosa al mondo il cui nome deriva da quello di un minerale.

LA PIETRA DOLOMIA NELL'ESPERIENZA COSTRUTTIVA BELLUNESE

La pietra dolomia regna sui monti... ma nelle valli cosa prevale?
Negli ultimi decenni sono già state svolte alcune interessanti ricerche sulle lavorazioni tradizionali della pietra nel territorio montano e della Provincia di Belluno in particolare, presentando schedature di lavorazioni artigianali e di cave più o meno attive, nell'ottica di preservarne il ricordo, ma anche come punto di partenza per nuove proposte future.
Sono già state elencate e descritte le unità litologiche che nel passato e nel presente sono state oggetto di coltivazione per l'estrazione di pietre ad uso ornamentale, ma mancava, a tutt'oggi, una verifica dell'effettivo utilizzo della pietra dolomia fatta tramite la ricerca sul campo e incrociando i dati con i riferimenti documentali e bibliografici laddove fossero presenti. Come si era già messo in evidenza in altre pubblicazioni, si conferma che la dolomia è latitante a fronte del marcato utilizzo di altri materiali litici.
In questa occasione, per identificare la dolomia, non sono state utilizzate analisi petrografiche e mineralogiche, ma si è fatto un controllo visivo seguendo alcuni indizi e confrontandosi con la cartografia geologica.
Riconoscere un particolare tipo di pietra posta in opera non è sempre un'operazione agevole; se alcune caratteristiche possono fornire prove incontrovertibili (ad esempio, la presenza di particolari minerali o fossili), altre possono essere comuni a diversi tipi di rocce (ad esempio, il colore non sempre è indicativo) o comunque poco distintive.
In linea di principio, alcune semplici osservazioni, accompagnate dal confronto con campioni noti, descrizioni o relazioni tecniche e storia locale (indicazione di vecchie cave, ecc.) sono quasi sempre più che sufficienti per definire il materiale o, per lo meno, per restringere il cerchio delle ipotesi. Questi esami però possono essere resi difficili a causa di numerosi fattori: l'impossibilità di visionare da vicino il manufatto, la presenza di patine di sporcizia, vernici o intonaco, la carenza di fonti attendibili, ecc.
Tralasciando apparecchiature precise, ma molto costose, come lo spettrometro portatile, e non certo adatte al semplice curioso, alcuni strumenti di facile impiego possono aiutare nel riconoscimento, ma non sono sempre utilizzabili: se citiamo ad esempio il caso della dolomia, la prova dell'effervescenza all'acido è diagnostica per discriminarla da un calcare, anche se non è certamente utilizzabile su beni artistici! Tanto meno in questi casi si può ricorrere alle "maniere forti", sfoderando lo strumento per antonomasia del geologo, ovvero il martello. Lo stesso Dolomieu aveva, in questo senso, le idee ben chiare (1794): "Un Géologue est essentiellement un lithoclaste, ou rompeur de pierre, et à peine résiste-t-il au plaisir d'ecorner les monuments des arts pour mieux determiner la nature des substances dont ils sont faits". ("Un geologo è essenzialmente un litoclasta, o spaccatore di pietre, e a malapena resiste alla tentazione di rompere i monumenti per meglio determinare la natura delle sostanze di cui sono fatti".)

La provincia di Belluno è geologicamente divisa in due dalla Linea della Valsugana, un'importante dislocazione tettonica, ossia una spaccatura della crosta terrestre lungo la quale c'è stato un movimento relativo tra le parti, che separa le Dolomiti in senso stretto a Nord dalle Dolomiti Bellunesi e Prealpi a Sud.
Nel settore settentrionale affiora un'articolata serie di rocce metamorfiche, magmatiche e sedimentarie, con età fino a 500 milioni di anni. Famosa su scala mondiale dal punto di vista geologico, comprende tutte le formazioni propriamente dolomitiche: Formazione del Serla, Formazione del Contrin, Dolomia dello Sciliar, Dolomia Cassiana, Dolomia Principale...
Nel settore meridionale si riscontra invece una stratigrafia più semplice, con rocce di età generalmente più recente (meno di 200 milioni di anni) ed esclusivamente sedimentarie (ad eccezione di un filone basaltico nei pressi di Pedavena). Lo studio di queste rocce del Bellunese permette di ricostruire l'evoluzione dell'area dolomitica e le fasi dell'orogenesi alpina. Qui, ad eccezione della Dolomia Principale che si trova alla base delle successioni affioranti, le classiche formazioni dolomitiche lasciano il posto ai calcari (Calcari Grigi, Calcare del Vajont, Rosso Ammonitico, Maiolica, Scaglia Rossa...) e alle rocce terrigene più recenti (Flysch, Successione molassica), derivate dalla sedimentazione dei prodotti erosi nelle aree già emerse.

Il silenzio delle fonti e la mancanza di riferimenti in loco possono essere letti come elementi significativi e proprio questo dato vogliamo mettere in evidenza.
La ragione principale del suo limitato utilizzo va forse ricercata nella scarsa attitudine ad essere lavorata e quindi economicamente vantaggiosa.
I calcari compatti sono stati preferiti in quanto offrono maggiore portanza strutturale e resistenza all'aggressione degli agenti atmosferici e sono più facilmente lavorabili a scalpello o bocciardati.
In generale abbiamo notato come in antico si utilizzasse un sistema già organizzato, come poteva essere quello che utilizzava la pietra di Castellavazzo che veniva facilmente lavorata e poi fluitata anche distante tramite zattere lungo il Piave. Esemplificativo di questa attività "taglia e prendi" è il recente rinvenimento di una cava sconosciuta riemersa dopo l'alluvione Vaia del 29 ottobre 2018, appena sotto la ciclabile delle Dolomiti, proprio in prossimità del fiume Piave.
Nella presente guida non sono state create singole schede dei manufatti rinvenuti bensì si è scelto di descrivere in generale le aree territoriali in cui

Le pietre della provincia

è suddivisibile la provincia di Belluno evidenziando le emergenze architettoniche o le caratteristiche litiche.
Nonostante la parola Dolomiti sia diventata ormai quasi un *brand*, alla sua notorietà (anche declinato, negli ultimi anni, con varianti legate alla gastronomia come "Dolomeat" o all'appartenenza territoriale "Dolomiē") non corrisponde un effettivo utilizzo nella produzione artistica e architettonica. Per rimarcare la fortuna del termine si segnala Dolomites Rock Miniatures l'evento durante il quale vengono realizzate le opere de "Il Sentiero delle Dolomiti in miniatura": il progetto, patrocinato dalla Fondazione Dolomiti UNESCO, che vuole ricreare in miniatura tutti e nove i sistemi dolomitici per esporli, in un secondo momento, lungo la strada di montagna di San Tomaso nella Vallata Agordina.
Le conclusioni qui presentate non disegnano quindi che una prima tappa nello studio della diffusione dell'uso della pietra dolomia in provincia di Belluno. Altri filoni di ricerca crediamo possano aprirsi continuando a confrontarci con esperti del settore, geologi, storici locali e artigiani.
Le montagne bellunesi sono caratterizzate dalla conformazione dolomitica e nel territorio la presenza della scultura è abbastanza dominante come arredo cittadino nelle piazze, nei decori di fontane, nei rilievi di facciate e portali almeno in città, per quanto sia forte l'elemento ligneo data la conformazione alpina e la mancanza di una propria tradizione edilizia in muratura almeno fino al Cinquecento. Da notare anche che la committenza privata è stata sempre molto modesta e che tante costruzioni in pietra sono state soggette a trasformazioni e demolizioni. Sono rimaste invece più testimonianze di edilizia pubblica e religiosa. Ciò che prevale nelle costruzioni è comunque sempre la sobrietà e funzionalità dove la fa da padrone la pietra di Castellavazzo.

Opere pubbliche sorte per volontà di comitati cittadini per celebrare laicamente gli ideali politici e identitari furono poche e non si usò la dolomia bensì più facilmente calcari come nel caso del Monumento realizzato da Valentino Pancera Besarel e Segusini per i moti del 1848 a Pieve di Cadore, prodotto in pietra di Castellavazzo e pietra d'Istria.
La memoria dei caduti nella Prima Guerra Mondiale è stato motivo di produzione scultorea quasi in ogni paese dove si è voluto elevare monumenti, specialmente a sviluppo verticale, a ricordo del sacrificio eroico poggiando, per lo più su basamenti in pietra dura, sculture in bronzo o marmo perfino di Carrara.
La scultura contemporanea della seconda metà del XX secolo compare invece solo con qualche coraggiosa esperienza e raramente utilizzando la pietra dolomia.
Le architetture tombali ottocentesche mirano a riprodurre in scala ridotta e in modo eclettico le architetture delle cappelle di famiglia, ma spesso il materiale usato non è stato il *nostro* che compare più facilmente in tombe più recenti a ricordo di alpinisti dove la classica lastra è sostituita da una roccia che rimanda al profilo delle montagne a loro care. Luoghi di memoria privata dunque.
Per quanto riguarda gli esecutori delle opere scultoree bisogna risalire al XVI secolo per trovare qualche riferimento a locali *tajapiera* che operavano itineranti su tutto il territorio, indicati nei documenti antichi in base alla loro provenienza. Si ricordano infatti artigiani da Cividal (ovvero la città di Belluno), da Taibon e Cencenighe, dalla vicina Carnia, da Venezia o dal goriziano, dal Tirolo e perfino da Como come nel caso della chiesa di San Nicolò di Comelico o a Feltre e Belluno. Indigeni erano probabilmente i muratori-carpentieri mentre i capi cantiere spesso venivano da fuori.
Ovviamente nei documenti antichi non veniva esplicitata la questione geologica del materiale usato, men che meno l'uso di termini a noi oggi noti, ma, di solito, si indicava eventualmente il nome della località della cava utilizzata. A partire dalla metà del Quattrocento si cominciò a distinguere la provenienza del materiale indicato oppure veniva identificata la pietra in base alle caratteristiche tipologiche (pietra *dolza* o pietra *macchiata*).
In provincia si sono formati alcuni centri specializzati dove i cavatori si potevano professionalizzare come a Castellavazzo, Cenecenighe Agordino, Soccher, Col di Cugnan, Libàno e altre località dove spesso sono ancora presenti cave di pietra.

Tale patrimonio è l'oggetto di questo studio che, dopo un accurato censimento delle emergenze scultoree, propone una lettura storico-artistica, dove possibile, delle opere, degli autori e dei temi iconografici nonché di vicende storiche e geologiche legate ai contesti in cui sono conservati.
Si intende dunque raccontare un'assenza assordante che però permette di conoscere ancora di più un territorio ricco di sfaccettature.

LEGGENDE E DOLOMITI

(Manolo Piat)
Le Dolomiti rappresentano, più di qualsiasi altra catena montuosa al mondo, un vero e proprio laboratorio a cielo aperto per comprendere e ricostruire la storia geologica del nostro pianeta, in particolare per il periodo noto come Triassico (circa 250-200 MA), durante il quale si formarono buona parte delle rocce che oggi costituiscono le grandi pareti dolomitiche.
Le particolarità geologiche e paesaggistiche non hanno però ispirato solamente le ricerche degli scienziati, ma in tempi andati hanno anche suggerito ai nostri avi numerose leggende, ovvero racconti che descrivono elementi reali, ma trasformati dalla fantasia, con lo scopo di celebrare fatti o personaggi e di fornire spiegazioni plausibili alle caratteristiche dell'ambiente montano.
Le leggende delle Dolomiti sono numerose, alcune di esse sono decisamente famose e hanno abbondantemente superato i confini della regione dolomitica, altre magari sono meno note e più localizzate, soprattutto se si considerano tutte le varianti. Spesso, infatti, passando da una valle all'altra si incontra lo stesso racconto, adattato per meglio aderire alla realtà locale (ad esempio cambiando i nomi dei luoghi citati o dei protagonisti).
In alcuni casi, gli aspetti che la leggenda tratta sono strettamente legati alle caratteristiche fisiche delle rocce dolomitiche; la spiegazione scientifica che sta alla base di queste non toglie comunque nulla alla loro "magia".

LA LEGGENDA DI RE LAURINO E L'ENROSADIRA

Forse la più famosa leggenda delle Dolomiti è quella dedicata a Re Laurino e al perché le montagne si tingano di rosa al tramonto, nel momento dell'Enrosadira.

Una volta le Dolomiti erano ricoperte da un meraviglioso giardino di rose rosse. Fra queste rose abitava un popolo di nani che scavava nelle viscere della montagna alla ricerca di oro, argento e pietre preziose. L'amato Re Laurino governava su di essi e difendeva il regno grazie a due armi fatate: una cintura che forniva una forza pari a quella di dodici uomini e una cappa che rendeva invisibili.
Un giorno il re di un regno confinante decise di maritare la bellissima figlia; quando Laurino la vide, se ne innamorò all'istante, la rapì e fuggì sciogliendo le briglie al proprio destriero. Le guardie della principessa rapita si lanciarono subito all'inseguimento, giungendo in breve al Giardino delle Rose (da qui il nome originario del Catinaccio ovvero Rosengarten); Laurino allora indossò la sua cintura magica e si gettò nella lotta. Quando, nonostante lo stratagemma, si rese conto che stava per essere sconfitto, indossò la cappa dell'invisibilità e cercò di nascondersi tra i fiori del giardino. Ma il movimento delle rose, sotto le quali cercava rifugio, svelò il nascondiglio di Laurino ai suoi avversari che lo afferrarono, tagliarono la cintura magica e lo imprigionarono.
Dopo molti anni di prigionia, il re riuscì finalmente a fuggire; corse verso il suo regno ormai perduto e quando si trovò di fronte alla montagna ricoperta di rose, lanciò la sua maledizione: nessun occhio umano avrebbe potuto più ammirare quei fiori che lo avevano tradito, né di giorno, né di notte! Ma il re dimenticò di nominare il tramonto, che non è più giorno, ma non è ancora notte; così ogni sera per pochi istanti le rose ricompaiono e infiammano le Dolomiti.

SPIEGAZIONE: la colorazione rosata che le Dolomiti assumono al tramonto e all'alba non è ovviamente dovuta a un intervento magico, ma ha una spiegazione molto più "terrena"; si tratta infatti di un effetto definito *scattering* o di diffusione ottica. In pratica, quando il Sole è basso sull'orizzonte i suoi raggi devono attraversare una porzione maggiore di atmosfera per giungere alla superficie terrestre, quindi la componente blu della luce è "bloccata" dalle particelle che incontra, mentre quella a maggior lunghezza d'onda, ossia la componente rossa, riesce a penetrare fino a noi. L'effetto quindi non si verifica soltanto sulle Dolomiti (ad esso è dovuto anche il cosiddetto "rosso di sera" caratterizzato dalle nuvole rosa che annuncerebbero il bel tempo), ma ovunque; tuttavia, l'effetto è qui particolarmente evidente, oltre che spettacolare, grazie alla colorazione chiara delle rocce e all'estensione delle vertiginose pareti dolomitiche.

I MONTI PALLIDI

Un altro racconto molto popolare fornisce l'origine del nome "Monti Pallidi", altro modo in cui sono denominate le Dolomiti.

Un principe, figlio del re delle Dolomiti, si era follemente innamorato di una fanciulla incontrata in una notte di plenilunio. Lei era la figlia del re della Luna che, vedendola altrettanto innamorata, acconsentì prontamente alle nozze.
Ma un destino beffardo sembrava condannare i due giovani a vivere un amore a distanza. Il principe non poteva rimanere sulla Luna o l'intensa luce lo avrebbe reso cieco; allo stesso tempo, il colore cupo delle montagne e l'ombra dei boschi causavano nella principessa una tale malinconia da farla gravemente ammalare, tanto che, per non morire, dovette abbandonare la Terra e ritornare a casa.
Il principe, divorato dalla nostalgia e incapace di trovare una soluzione, co-

minciò a vagare sulle cime dei monti, dalle quali si sentiva più vicino all'amata. Un giorno, nel suo disperato vagabondare, il principe si imbatté nel re dei Salvani, il popolo di gnomi che, dopo la sconfitta in guerra, era alla ricerca di una terra in cui stabilirsi.
Il piccolo re ascoltò con attenzione la triste storia del giovane sposo e poi gli fece la sua proposta: in cambio del permesso di abitare quei monti, la sua gente avrebbe reso lucenti le montagne del regno. Fu così che, la prima notte di luna piena, gli gnomi si misero a filare i raggi della Luna, tessendo un manto con cui ricoprire tutte le montagne. Una volta terminato, tutto appariva di un bianco luminoso; la principessa poté quindi tornare sulla Terra senza più soffrire di nostalgia, per vivere felicemente assieme al suo sposo. Da quel giorno le Dolomiti presero il nome di Monti Pallidi.

SPIEGAZIONE: l'aspetto candido delle Dolomiti risiede soprattutto nella tipologia di rocce che compongono le grandi pareti montuose; dolomie e calcari, infatti, a causa della loro composizione chimica hanno normalmente colorazioni chiare, dal bianco al grigio, con variazioni sui toni del giallo o rosa. Questo permette quindi a queste rocce di spiccare, ad esempio, rispetto alle circostanti formazioni vulcaniche, caratterizzate invece da colori scuri o ad altre formazioni di origine sedimentaria che mostrano tinte molto varie e a volte anche alquanto vivaci.

I CRODÈRES

Alcuni racconti hanno lo scopo di dare una spiegazione a fenomeni naturali con cui l'uomo è da sempre costretto a convivere in montagna; anche se questi eventi possono avere diversa origine, la geologia che modella le rocce dolomitiche fornisce una chiave di lettura convincente.

Sulla cima dei monti abitano i Crodères, i figli delle rocce. Esseri del tutto identici agli uomini, ma indifferenti a qualsiasi sentimento; non sono in grado di provare né gioia né dolore, né odio né amore, perché il loro cuore è fatto di pietra.
Da un palazzo di ghiaccio sulle Marmarole, su di loro regna Tanna, incoronata da un diadema azzurro.
Al contrario dei suoi sudditi, inizialmente la regina si lasciava coinvolgere dalle vicende degli uomini e usava i suoi poteri per aiutarli: aveva proibito alle rocce di franare e alla neve di formare valanghe, imposto ai torrenti di non straripare e trasformato in verdi pascoli i ripidi terreni sassosi.
Tale era la familiarità con gli umani che finì con il concedere la propria mano a uno di loro, il Conte di Aquileia. Per questo tradimento fu costretta a rinunciare alla corona e a ritirarsi su una vetta ghiacciata attendendo il ritorno del suo amato, nel frattempo rientrato in patria, insieme al figlio nato da questo matrimonio, Selvanèl.
Passarono gli anni e il bambino divenne un ragazzo forte e vispo; con lui era cresciuta anche la curiosità di conoscere il mondo e soprattutto di incontrare il padre lontano. Prese così la decisione di andare a cercarlo, ma questi non lo riconobbe; il giovane, quindi, per ripicca si alleò con il duca nemico, combattendo in battaglia contro il suo stesso padre.
Ma anche il suo cuore era almeno in parte umano e mentre si riprendeva dalle ferite del combattimento, si innamorò della figlia del duca, Marcora, che lo aveva amorosamente curato. Poiché il loro era un amore impossibile, decisero di fuggire e trovare rifugio tra i monti, nella dimora materna. Inseguiti dai soldati, i due giovani si trovarono ben presto in difficoltà a risalire quei ripidi pendii; Selvanél riuscì a mettere in salvo l'amata, che raggiunse Tanna, ma cadde in un crepaccio. Quando anni dopo finalmente il ghiacciaio restituì il suo corpo senza vita, Marcora morì dal dolore. Tanna invece portava di nuovo in capo il diadema azzurro: il suo destino si era compiuto ed essa era tornata ad essere la regina dei Crodères! Il dolore per l'amore tradito e la perdita del figlio avevano tramutato il suo cuore in pietra. Revocò immediatamente tutti gli ordini che un tempo aveva dato alle montagne, ricominciarono crolli e valanghe: da quel momento quei luoghi avrebbero rappresentato solo morte per gli umani. Vi è solo un giorno all'anno in cui tutto si placa, durante il quale gli uomini possono spostarsi e lavorare sulle montagne, senza timore; è il "giorno di calma", in cui Tanna rivive il suo dolore. Alla fine del giorno, però, torna superba regina, gelida e insensibile come tutti i Crodères.

SPIEGAZIONE: l'origine di questo mito si potrebbe forse attribuire alle numerose guglie, sporgenze e irregolarità grandi e piccole che segnano i profili delle Dolomiti. È esperienza comune, per chi va in montagna, vedere il pa-

esaggio modificarsi solo spostandosi di pochi passi o al variare della luce; questo può avere convinto i nostri avi che fossero le asperità a spostarsi e che quindi non si trattasse di roccia, ma di esseri viventi. La caduta di massi e di valanghe, la scomparsa occasionale di capi di bestiame e altri eventi apparentemente inspiegabili avrebbero poi fatto il resto, disegnando quegli esseri come creature quanto meno insensibili, se non addirittura malvagie.

La particolarità di questi contorni è da rintracciarsi nella geologia. Le rocce dolomitiche, abbastanza rigide, poggiano spesso su formazioni con comportamento più plastico, in quanto ricche in argilla; è il caso ad esempio della Dolomia Principale, alla base della quale si trova invariabilmente la Formazione di Travenanzes. Il peso della roccia sovrastante fa sì che le argille si espandano lateralmente; la Dolomia si trova quindi in uno stato di "tensione", che porta alla sua fratturazione. L'erosione ha poi gioco facile a modellare queste fratture, isolando picchi, torri e guglie e disegnando l'inconfondibile *skyline* dolomitico.

C'è però anche un'altra spiegazione: sulle Dolomiti si possono ancora rinvenire i cuori di pietra dei Crodères. Si tratta in realtà di Megalodonti, ossia molluschi fossili risalenti al Triassico e lontani cugini delle attuali vongole, dalla forma che ricorda proprio un cuore stilizzato, molto abbondanti in alcuni strati di Dolomia.

LA LEGGENDA DI CORNÌA

Un'ultima leggenda si occupa dell'origine delle Masiere di Vedana, un grande accumulo di frana che si trova allo sbocco del torrente Cordevole in Valbelluna. Qui non sono presenti le formazioni dolomitiche così diffuse nella parte settentrionale della provincia di Belluno, ma calcari parzialmente dolomitizzati, appartenenti alle formazioni dei Calcari Grigi e del Calcare del Vajont.

Dove il letto del Cordevole si allarga, sbucando dalla stretta valle che scende dall'Agordino, sorgeva un tempo la ricchissima Pieve di Cornia, proprio ai piedi del monte Martiano (l'attuale monte Peron, in comune di Sedico); tale era l'abbondanza in questa regione che lavavano il sederino dei bambini con il pane di frumento. Purtroppo a tale benessere non corrispondeva un animo altrettanto generoso dei suoi abitanti.

Una volta si trovarono a passare da quelle parti due viandanti (che, in realtà, erano Gesù e San Pietro) chiedendo l'elemosina e ricevendo come risposta solo improperi e qualche minaccia. Soltanto quando arrivarono alla casa di una vedova, i cui figli piangevano per la fame, trovarono ospitalità: la povera donna si rammaricò con i forestieri perché non aveva cibo da offrire loro, ma quando uno di essi la invitò a guardare comunque nella dispensa, vi trovò ogni tipo di leccornia. Allo stesso modo, le botti che fino ad allora erano abbandonate in cantina, asciutte e malmesse, si mostrarono piene del miglior vino.

Mangiarono e bevvero tutti insieme fino a sera e avanzò ancora tanto da garantire una vita agiata a tutta la famiglia per molti anni.

Una volta finito, il Signore chiese il permesso alla vedova di portare con sé il più piccolo dei figli, armato di un martello e si raccomandò che, se durante la notte avesse sentito un gran frastuono, avrebbe dovuto rimanere a letto senza farsi vincere dalla curiosità.

San Pietro, Gesù e il bambino si incamminarono quindi verso la cima del monte; quando furono lassù, il bambino ricevette l'ordine di colpire la roccia con il martello che si era portato e... il finimondo! La montagna crollò all'istante con un rumore assordante, tutte le case di Cornia, con le loro ricchezze, vennero sepolte sotto un enorme cumulo di pietre e si salvò solo la casetta di quella donna cortese.

SPIEGAZIONE: il vasto accumulo di pietre che forma le Masiere di Vedana è effettivamente attribuito alla caduta di una o più frane, la cui nicchia di distacco è ben evidente sul versante meridionale del Monte Peron. Tutto il corpo del monte è attraversato da numerose fratture, formate durante la fase di sollevamento della catena dolomitica e lungo le quali si sono infiltrati i fluidi mineralizzanti che hanno portato alla dolomitizzazione di ampie porzioni dei calcari originari. Questo intrico di discontinuità ha indebolito l'ammasso roccioso, facilitandone quindi il crollo.

Secondo i principali studi svolti in zona, la frana si sarebbe verificata subito dopo il ritiro dei ghiacciai, qualche migliaio di anni fa e quindi nessun centro abitato sarebbe stato coinvolto. Ricerche più recenti indicherebbero però un'età dell'evento molto più prossima a noi, forse il II secolo d.C. o addirittura compatibile con quanto scriveva Giorgio Piloni (*Historia della città di Belluno*) che la attribuiva a un terremoto avvenuto all'inizio del XII secolo.

AGORDO. DAL BUIO DELLE MINIERE AL BIANCORE DELLE PIETRE: VILLA CROTTA – DE MANZONI

La storia agordina è stata fortemente influenzata dall'attività mineraria e metallurgica a cui deve non solo la sua economia passata, ma anche dall'emergere di alcune famiglie facoltose e una relativa ricchezza architettonica, l'inclusione di maestranze tedesche e il conseguente inserimento di lessici importati ma anche la nascita dell'Istituto minerario ad Agordo, nel 1867.
Un tempo, gli edifici della borghesia erano immediatamente riconoscibili rispetto alle abitazioni comuni fin dall'apparato esterno e, più che mai ad Agordo, ai confini settentrionali dell'antico stato veneto, dove le altre costruzioni erano sobrie o dimesse. Nonostante la Prima Guerra Mondiale abbia creato danni e gli arredi e le collezioni siano state spogliate e trafugate, il complesso architettonico Crotta-De Manzoni si mostra ancora nella sua grandiosità. Frutto di ampliamenti e sistemazioni che vanno dal XVI al XIX secolo, la villa si erge, con le sue numerose bianche sculture, quasi a raffronto con le vette dolomitiche che la circondano. I diversi corpi di fabbrica si affacciano al *Broi* ovvero l'ampio prato pubblico delimitato da un filare d'alberi e da una siepe che si colloca di fronte al Municipio di Agordo in piazza.
Il palazzo si presentava come un complesso organico imponente fin dal XVII secolo per poi ampliarsi prendendo sempre più l'aspetto di una villa grazie all'aggiunta delle scuderie e delle ali di rappresentanza. Alla famiglia Crotta si devono le strutture murarie mentre alla famiglia de Manzoni, che la acquisì nel 1813, spetta la costruzione della Loggetta progettata dall'architetto Giuseppe Segusini e l'affresco del salone del pittore Pietro Paoletti con immagini di *Zefiro e Flora, Ratto di Doralice, Il duello di Rodomonte e Ruggero*.
I Crotta erano lombardi, arricchitisi con lo sfruttamento delle miniere di rame ad Agordo e aggregandosi al patriziato veneziano. Acquistarono il titolo della nobiltà nel 1649 e continuarono a curare i propri interessi patrimoniali nell'Agordino, Bellunese e a Conegliano.
Alessandro Crotta (1650-1732), podestà di Chioggia, era figlio di Giovanni Antonio e nipote di Francesco che da Lecco si stabilì ad Agordo ed entrò nel ramo imprenditoriale minerario.
Lo stemma familiare è composto da tre cipressi posti al di sopra di una grotta da cui esce un leone. Il motto di famiglia era infatti: UT LEO FORTIS IN ADVERTIS.
L'intera struttura è ricca di elementi decorativi realizzati in pietra ma non tutti sono stati scolpiti su dolomia. Le statue, abbastanza compromesse sotto il profilo conservativo per il dilavamento e gli agenti inquinanti, furono realizzate da esecutori di non elevate preparazione, da mani diverse e a differenti riprese. Alcuni di questi guardarono agli esempi più noti della terraferma veneta come, per esempio, al vicentino Orazio Marinali (1643-1720) che scolpì perlopiù con pietra dei Berici o di Costozza, ovvero un litotipo carbonatico dalla caratteristica porosità pronunciata.
I cicli scultorei di soggetto mitologico e allegorico decorano la villa sia nella parte interna che in quella esterna, visibile ai passanti. Le statue, dette dialettalmente *I pop o i Mut del Grota* sono posizionati infatti sulla cancellata del giardino che guarda verso la piazza di Agordo e nel grande giardino interno privato.
Quindici divinità olimpiche e personaggi mitologici, singoli o a coppie, recingono la corte giardino sui due lati liberi costruita alla fine del Settecento per unire l'edificio principale più antico al corpo ortogonale usato per rappresentanza. Proprio qui si nota il personaggio angolare (meno rovinato) che solleva un enorme masso sulla schiena il quale in qualche maniera simboleggia il percorso della pietra dolomia che stiamo tracciando con questa guida anche se potrebbe alludere all'attività mineraria dei proprietari: rappresenta le fatiche di Sisifo condannato a rotolare eternamente sulla china di una collina un macigno che, una volta spinto sulla cima, ricade sempre giù in basso.
Si riconoscono inoltre Vulcano, Aristeo, Flora, Apollo, Diana, Bacco e Arianna, Saturno, Giove, Meleagro, Anfitrite, Er-

cole e un personaggio in abiti secenteschi e un pastore.
Nella corte i quindici mascheroni e le ventinove piccole maschere tra gli archi superiori sono in altro materiale non facilmente riconoscibile da distante.
Abbiamo invece la certezza che le statue interne siano state prodotte con la dolomia perché conosciamo il materiale di provenienza e gli esecutori: in un documento del 16 giugno 1692, ora conservato nel Fondo Da Giau, presso la Biblioteca Civica e citato nella bibliografia locale si ricorda la fornitura da parte degli scalpellini locali delle pietre adatte per scolpire le statue:
"...resti dichiarato in virtù della presente publica Scrittura qualmente Mr. Vincenzo Mazzaruol e Semon de Biasi ambi da Cencenighe hanno promesso e si sono obbligati di cavar a Cencenighe delle Piere per formare delle Statue alli SSri Zuanne Tambosio e Bernerdin Probati ambi Agenti del N. U. Alessandro Crotta, quella quantità che saranno ricercati di altezza di piedi quattro e onze quattro, di larghezza di piedi due in circa, e di grossezza di piedi uno à tutte sue spese, in Agordo. E questo perché all'incontro detti SSri. Agenti hanno promesso, e si sono obbligati di dare per ogni Statua abbozzata e condotta come sopra Stara due Sorgo turco; dovendo per tutto il Mese di Novembre condurne almeno sei e tutte quadre conforme la misura sopradetta così convenuti. Promettendo dott'obbligazione. Con dichiarazione che siano Pietre fisse di buona qualità, conforme la Statua formata dal Sig. Lombardo aggionta l'abbondanza."
La descrizione identifica le diciotto statue presenti nel giardino interno corrispondenti nelle misure a quelle ordinate: statue di divinità, normalmente raffigurate nei giardini, e filosofi scelte dai committenti come monito per sigillare nel passato i recenti fatti delittuosi riguardanti i figli di Francesco Crotta per il fratricidio di Giovanni Antonio da parte di sicari mandati da Giuseppe. Sono fortemente caratterizzati nella fisionomia scarnificata e nell'aspetto da vecchi e si collegano con la diffusione veneta di questo soggetto nel corso del Seicento.
È necessario dirigersi altrove per imbattersi in altre sculture simili e in ambiti non religiosi: si ricordano infatti le statue della scalinata di palazzo Sartori a Longarone distrutta dall'onda del Vajont nel 1963 e testimoniata solo da alcune fotografie oppure le tre statue che circondano il brolo della casa dei mercanti di legname Perucchi a Nebbiù di Cadore, internamente decorata con delicati stucchi settecenteschi ormai cadenti.

IL COMPLESSO MINERARIO DI VALLE IMPERINA

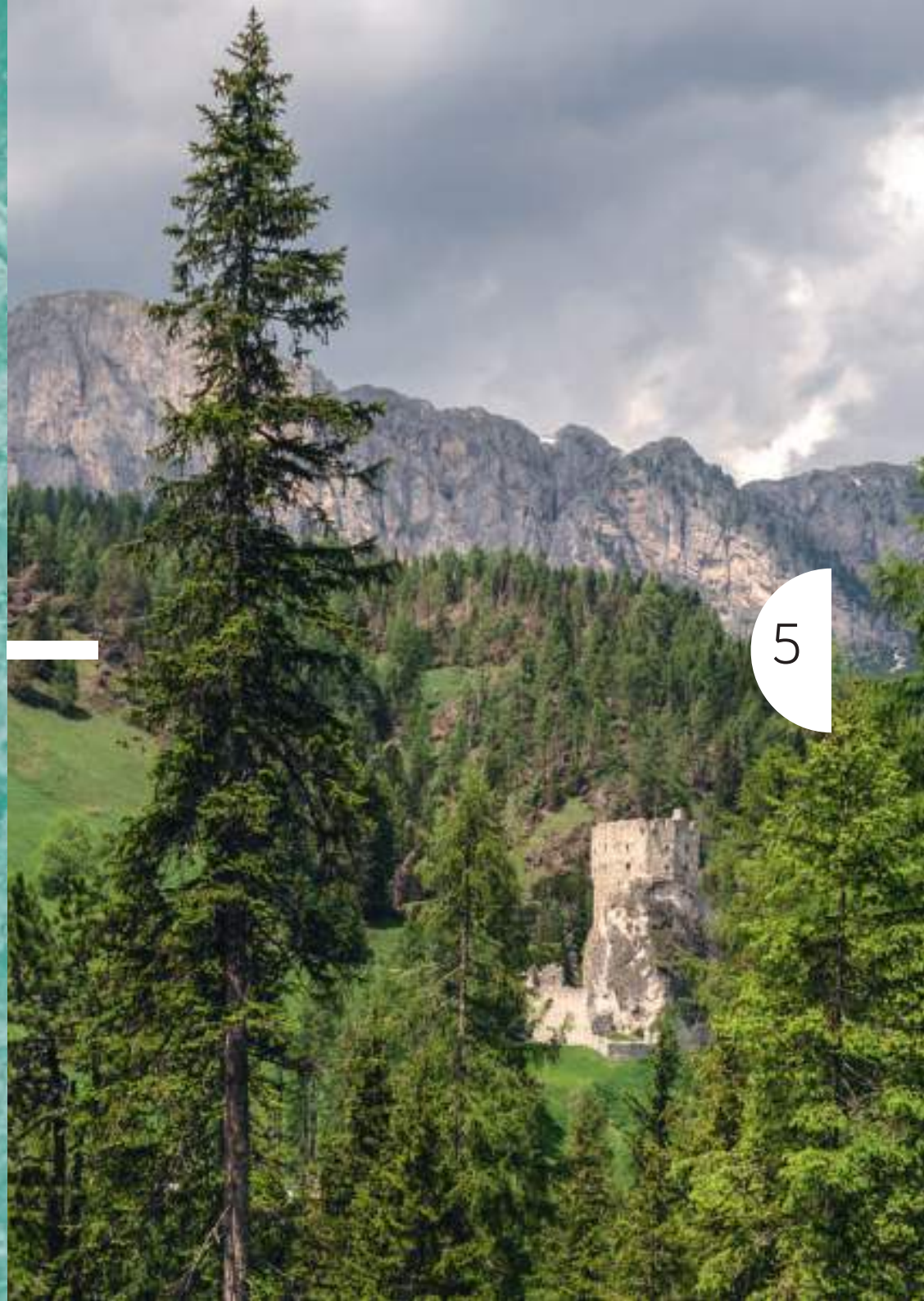
La Val Imperina è una valle laterale del torrente Cordevole scavata lungo la Linea della Valsugana, importante linea tettonica che qui mette a contatto le rocce del Basamento Metamorfico con la Dolomia Principale. La miniera di rame (ma inizialmente anche piombo e argento) si trova poco a Sud di Agordo ed è stata nei secoli scorsi uno dei principali centri minerari del Veneto e non solo.
Le prime notizie certe sullo sfruttamento del giacimento risalgono all'inizio del XV secolo, ma la miniera era probabilmente attiva già da molti secoli. Nel Cinquecento l'attività estrattiva era gestita da tanti piccoli imprenditori (famiglie Pietroboni, Molin, Paragatta, Barpi, Burattini) che non avevano i mezzi per raggiungere il corpo principale del giacimento, limitandosi ai livelli più superficiali. Dal 1615 l'intervento di Francesco Crotta introdusse ingenti capitali e quel progresso tecnico necessario per spingersi in profondità fino alla maggiore concentrazione di minerale. All'azienda privata si aggiunse poco dopo anche un'azienda di stato gestita direttamente dalla Repubblica di Venezia, per la quale il rame era un minerale strategico (essenziale ad esempio per produrre il bronzo usato nella fabbricazione dei cannoni, oltre che per la monetazione). Nel corso del XVII secolo si introducono processi di lavorazione più moderni, che facilitano sia l'escavazione (con l'uso della polvere pirica), sia la trasformazione del minerale grezzo (un nuovo processo di estrazione per via umida consente un maggior recupero del metallo). Nella seconda metà del 1700 la produzione di rame metallico raggiunge le 120 tonnellate annue, circa la metà del fabbisogno della Serenissima. Sotto la dominazione Asburgica la produzione raggiunge i suoi massimi, ma la diminuzione del prezzo del rame sul mercato internazionale, dovuto alla scoperta di grandi giacimenti in Sudamerica, pose una seria ipoteca sul destino della miniera; alla fine del 1800, il Regno d'Italia cede l'azienda, ormai non più economica. Cessa così la produzione di rame, si estrae solo pirite per la produzione di acido solforico. La Montecatini, subentrata nel 1910, ammoderna gli impianti e costruisce anche la linea ferroviaria elettrica Bribano-Agordo per il trasporto del minerale, ma nel 1962 le vicende minerarie di Val Imperina si concludono con la chiusura definitiva.
La miniera sfruttava un ammasso discontinuo di pirite cuprifera, pirite e calcopirite con minori quantità di altri minerali metallici (quali blenda e galena) in una ganga quarzosa e in minor misura carbonatica. La mineralizzazione è localizzata nelle rocce metamorfiche (filladi) e il corpo minerario ha forma lenticolare allungata per 550 metri e spessa 30. Il tenore in rame è in media 1,5-2%, con massimi di 8,5%. Si stima che dalla preistoria al giorno d'oggi siano state estratte 3 milioni di tonnellate di minerale e che il giacimento sia di almeno 6 milioni di tonnellate.

Nelle opere murarie del complesso di Valle Imperina si è fatto abbondante uso della dolomia. Conci lapidei di Dolomia Principale sono stati impiegati negli edifici, ad esempio dei forni, poiché qui questo materiale è facilmente reperibile (la formazione affiora este-

samente sul versante meridionale della valle), anche se la roccia ha subito le forti spinte tettoniche e risulta spesso fittamente fratturata.
Nei sotterranei della miniera si è fatto largamente uso di pietra dolomia appartenente alla Formazione del Contrin (nota un tempo come "Dolomia del Serla") proveniente dalla valle di San Lucano, in comune di Taibon Agordino, come descritto da G. Vallenzasca (1840):
"Da questa valle viene lavorata quella pietra calcarea che porta il nome scientifico di Dolomia. Essa trovasi in grandi massi qua e là sparsi sulle ghiaje presso il torrente Tegnas, e più di tutto a fronte della spaccatura così detta Valle della Besancoga. Pretendesi che da remotissimo tempo quei grandi massi sieno crollati dalle alte cime del monte Ambrusega posto a mano destra della valle di S. Lugano fra settentrione e Sera. Questa dolomia, ch'è un calcare contenente magnesia, è dura, compatta, e molto idonea a sostenere considerevoli pesi. Quindi fu prescelta ne' lavori che si fanno nel sotterraneo della miniera in Valle Imperina, e precisamente nel fosso principale della macchina dove si costruisce con essa tre spaziose piazze, o cupole in tre diversi piani, e viene eziandio impiegata ad investire verticalmente tutto il fosso suddetto che ha 150 metri di profondità".

La stessa tipologia di pietra veniva lavorata dagli scalpellini di Taibon per realizzare fontane (es. fontane di Agordo, Taibon, Soccol) ed elementi architettonici di vario tipo; proveniva dalla Busa dei Poth, una cava a cielo aperto rimasta in attività fino ad alcuni decenni fa, situata sulla destra orografica del torrente Tegnas, poco oltre la chiesetta di San Lucano.
Nelle vicinanze delle cave, in corrispondenza delle cosiddette "Peschiere", vi è una zona morenica con numerosi massi erratici da cui si ricavavano pietre per uso edilizio e per la costruzione di ponti, come quello di Pontalto e di Missiaga.

IL CASTELLO DI ANDRAZ



L'antico maniero affiorante da un grande masso dolomitico di trasporto morenico è alto circa 30 metri a Sud e posizionato a quota 1750 m s.l.m.. Dopo il restauro e la copertura trasparente in ferro e vetro è sede del Museo che illustra le vicende storiche di Andraz e del territorio circostante, fortemente legato alla presenza delle miniere di ferro manganesifero del Fursil a Colle Santa Lucia e al dominio del Principe Vescovo di Bressanone. Il luogo dove sorge il castello, appena sopra il rio omonimo, era strategico per il controllo delle strade provenienti da Nord e da Sud. Il nome Andraz sembra derivare da "cavità" che corrisponderebbe alla primitiva galleria che fungeva da struttura difensiva.

Il castello si definisce di tipo medievale in quanto le notizie storiche partono appena dopo il Mille, ma la struttura presenta tracce di elementi tre e quattrocenteschi pur essendo stato attivo fino agli inizi dell'Ottocento con diversi ulteriori interventi fino al recente restauro tra il 1986-2002. Uno degli ospiti più illustri fu Nicolò Cusano che vi soggiornò, come Vescovo di Bressanone, tra il 1457 e il 1460 mentre i più noti artigiani che vi lavorarono furono i maestri Comacini nell'ultimo quarto del XIV secolo (Jacomo, Antonio, Pedro) già attivi sull'arco alpino.

La struttura si presenta su più piani sovrapposti che sfruttano l'inclinazione e la forma dello sperone roccioso e con un unico accesso con ponte levatoio e argano per i rifornimenti. Il piano superiore ospitava anche una chiesetta, un pozzo, cantine, prigioni, magazzini delle granaglie, cucine, soggiorni e sala del capitano. Durante un saggio di scavo nella parte orientale il vano della zona sacra è risultato pavimentato con un acciottolato di blocchi di dolomia su cui furono recuperati materiale di varia età.

LE CALCI MAGNESIACHE E LA MALTA BROÀDA

Come è noto la calce si ricava dalla cottura di rocce carbonatiche (calcari e dolomie) in appositi forni, anticamente detti *calchere*, a temperature comprese tra 850 e 900 °C; in queste condizioni il carbonato si decompone, perdendo anidride carbonica e formando ossido di calcio, comunemente definito "calce viva".

Una volta uscita dal forno in forma di zolle, la calce viva viene polverizzata e idratata con acqua; questa operazione è detta "spegnimento" e trasforma l'ossido di calcio in idrossido, ossia "calce spenta", con produzione di notevoli quantità di calore.

Una proprietà fondamentale della calce è di costituire un materiale che, impastato a delle cariche come sabbia naturale o rocce macinate, si lascia lavorare facilmente finché è umido, per trasformarsi in un materiale resistente e duraturo una volta asciutto.

Tale caratteristica si basa sulla reazione chimica tra l'idrossido e l'anidride carbonica dell'aria, la "carbonatazione", che porta alla formazione di carbonato di composizione identica alla roccia di partenza.

La calce è utilizzata in edilizia soprattutto come legante aereo per malte e intonaci. La tecnica più diffusa per realizzare una malta consiste nell'impastare la calce con acqua e cariche varie in adeguate proporzioni. La presa si verifica quindi per l'effetto di due fenomeni combinati: essiccamento per evaporazione e indurimento per carbonatazione. Da un punto di vista compositivo le malte del castello di Andraz sono caratterizzate da un legante costituito da calce magnesiaca, ovvero derivata da cottura di rocce dolomitiche. Gli aggregati impiegati sono invece rappresentati da materiali vari che comprendono sabbie di composizione calcarea e silicatica (derivate da rocce vulcaniche e arenarie) e dolomia frantumata e macinata, a volte con aggiunta di cocciopesto e, in qualche caso, frammenti di carbone di legna (probabili impurezze del processo di cottura della calce).

Da notizie storiche, le malte di Andraz sembrerebbero realizzate con una tecnica particolare, quella della *malta broàda*, ossia della "malta scottata", così chiamata perché si ottiene mescolando alle cariche non calce idrata, ma calce viva e acqua che reagiscono fra di loro con un elevato effetto esotermico. Ciò comporta un rapido sovrapporsi delle reazioni chimiche, un'accelerazione del processo di essiccamento e un coinvolgimento delle cariche nei fenomeni reattivi e termici che si verificano.

Le analisi effettuate in occasione del restauro conservativo del castello confermerebbero l'impiego di tale tecnica: i granuli di dolomia presentano, infatti, un contorno di minuti cristalli decoesi, mentre gli aggregati vulcanici mostrano un bordo di silicati di calcio e magnesio. La decoesione cristallina dei granuli dolomitici si sarebbe verificata per un forte shock termico causato dal legante molto caldo, mentre la neoformazione di silicati di calcio e magnesio attorno ai frammenti di roccia vulcanica deriverebbe da una reazione chimica tra il legante calcitico-magnesiaco e la silice della roccia, favorita dal calore.

La *malta broàda* potrebbe forse essere migliore della malta tradizionale se tutta la calce viva dell'impasto venisse accuratamente spenta e il processo di essiccamento opportunamente controllato. L'operazione non è però semplice perché richiede un continuo controllo, opportune aggiunte d'acqua e un costante mescolamento dei materiali per idratare tutta la calce viva presente. Le variabili e le difficoltà di esecuzione sono molteplici, per cui molto difficilmente si può ottenere una completa idratazione, con la conseguenza che nell'impasto ormai indurito possono rimanere grumi di calce viva non idratata e/o di calce non ancora carbonatata ("calcinaroli").

Una tecnica simile è citata da Vitruvio nel suo *Libro su l'Architettura* dove descrive una malta, l'*opus caementitium*, formata da una miscela di calce viva, pozzolana, laterizio frantumato e sabbia. Nel caso di Andraz l'impiego di rocce vulcaniche reattive è casuale, legato all'abbondanza locale di tali litotipi.

CHIESA DI SAN SIMON A VALLADA AGORDINA E CENCENIGHE

Nell'Alto Agordino, in posizione dominante, si trova la chiesa di San Simon un vero tesoro di storia e di arte che racchiude uno dei più estesi cicli pittorici del Cinquecento in provincia di Belluno, prodotto dalla mano del pittore Paris Bordone, allievo di Tiziano Vecellio, attorno al 1550. Sulla parete Ovest sono rappresentati San Cipriano, Rocco, Antonio e Martino. Sulla parete Sud vi sono San Michele arcangelo, la grandiosa Ultima cena e il San Giorgio con il drago. A Nord il ciclo si chiude con la cattura e il martirio dei santi Simone e Giuda Taddeo per poi proseguire con una Natività e un'Adorazione dei pastori. Giuda Taddeo era fratello di Giacomo e Simone lo Zelota: era invocato a protezione dei boscaioli e contro i fulmini.

Si ipotizza che ci fosse un antico abitato a monte della chiesa attualmente separata dal resto del villaggio di Celat. Il complesso religioso, corredato dal cimitero, oggi sembra essere fuori da ogni circuito viario o di pellegrinaggio; in realtà è ciò che rimane di un centro religioso e sociale a mezza costa, molto frequentato, sul crinale del Monte Celentone almeno fin dal XII secolo, anche se la tradizione parla di VIII secolo.
Gli elementi architettonici e l'impianto generale rivelano una serie di rimaneggiamenti e ampliamenti avvenuti nel corso dei secoli. Gli affreschi della navata proseguivano infatti anche nell'abside abbattuta nel 1774, così come nel controsoffitto che nascondeva le capriate medievali.

Il pavimento della navata è in tcubetti di legno di larice mentre quello del presbiterio e del coro è in lastre di calcare grigio locale e non in pietra dolomia che invece è presente sulla usurata soglia dell'ingresso laterale e in qualche elemento esterno.
Al suo interno la chiesa conserva l'altare maggiore cinquecentesco di fattura tedesca e altri dipinti e sculture di ambito veneto, nonché l'organo di Antonio Callido del 1802 che, assieme agli affreschi, fanno sì che la chiesa sia annoverata tra i monumenti di interesse nazionale. Nelle immediate vicinanze si nota l'antico oratorio della confraternita dei Battuti e la sua Madonna della Misericordia.

La chiesa di San Simon assieme al Palazzo Crotta di Agordo possono essere presi come esempi distintivi nel vasto territorio agordino dove la Formazione di Contrin (già indicata come Dolomia del Serla nelle pubblicazioni più vecchie) la fa da padrona, a differenza di altre vallate del Bellunese. Questo tipo di pietra venne usata dai noti scalpellini di Cencenighe per produrre oggetti di uso domestico o produttivo come mortai, recipienti, stufe, abbeveratoi, macine, frantoi, ma anche più elaborate fontane, frontoni architettonici, acquasantiere, edicole, balaustre, capitelli e altri manufatti già ampiamente analizzati da Luisa Manfroi in una pubblicazione del 2012.

Il museo all'aperto di Cencenighe mira proprio a ricordare l'attività degli scalpellini che fu fiorente soprattutto tra il XIV e il XVIII secolo per poi scemare mano a mano all'inizio del Novecento utilizzando le importanti cave del territorio.

Lungo il versante orientale del Monte Pape, sulla destra orografica del torrente Biois, si trova un ampio macereto ormai coperto da un fitto bosco di conifere, che interessa parte del territorio comunale di Cencenighe e si spinge oltre il confine comunale con Vallada.

Ottone Brentari, nella sua Guida storica alpina di Belluno, Feltre, Primiero, Agordo e Zoldo (1887) lo descrive come "La valle ognor più brutta si restringe fiancheggiata da rupi e non lascia posto che alla strada ed al torrente il cui letto è ingombro di grossissimi massi".

Si tratta dell'accumulo della frana postglaciale, tuttora attiva, dei Mesaròz; in quest'area sono presenti massi ciclopici di dolomia (Formazione di Contrin) che sono stati oggetto di attività estrattiva locale.

Angelo Guernieri nella Carta topografica della Provincia di Belluno (1886) scriveva:

"A Cencenighe si scava pietra dolomitica biancastra appartenente alla formazione della creta ed adatta a pavimenti, coperti, soglie, scalini, tavolini... in quantità di circa 200 metri cubi l'anno del valore di 2000 fiorini".

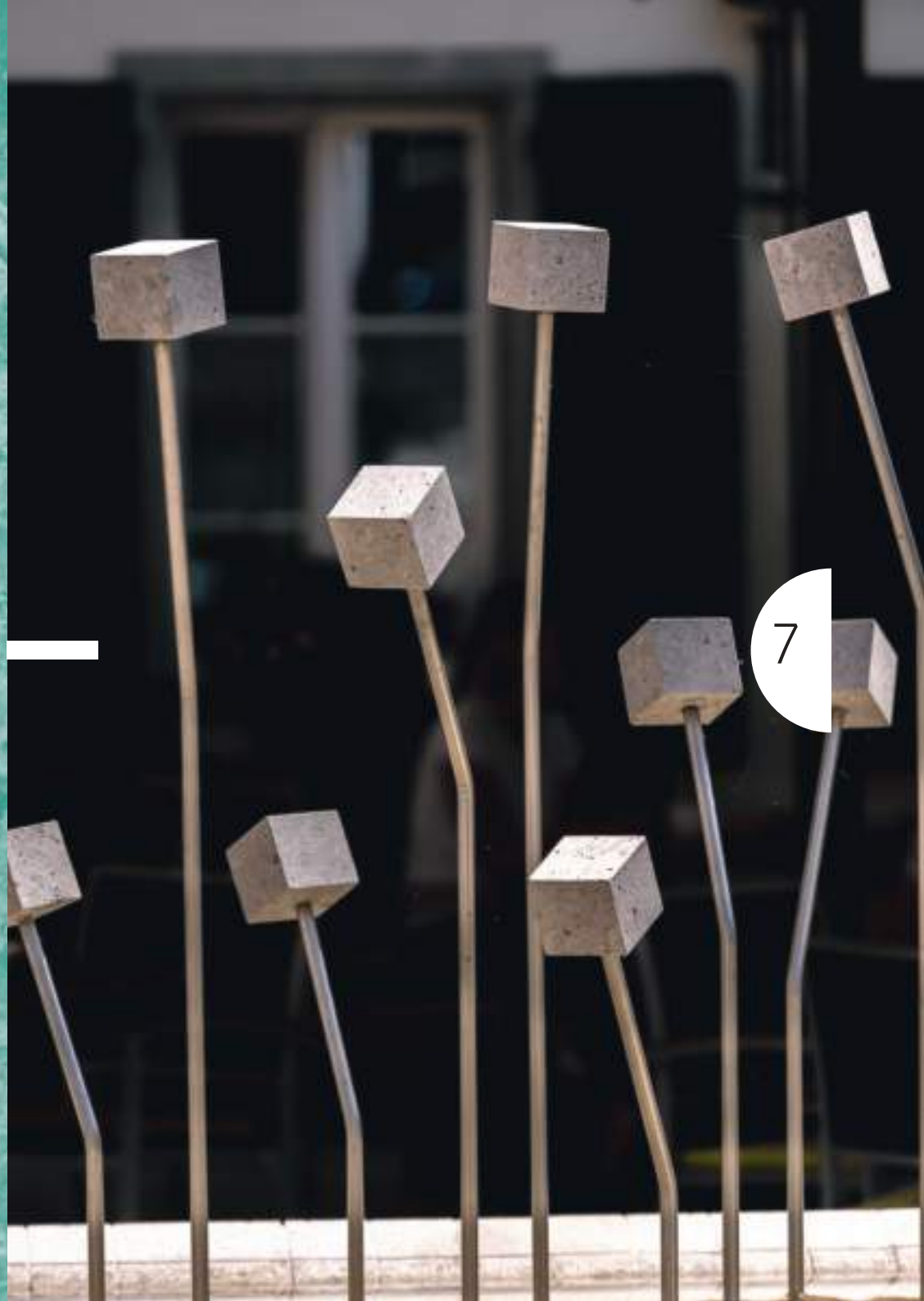
Nel 1864 vi lavoravano 5 persone.

Molte fontane nelle frazioni di Cencenighe sono state scolpite utilizzando questi blocchi e quindi trasportate a valle con la slitta, non senza fatica e perizia, lungo le ripide mulattiere. Con la stessa pietra sono state realizzate le statue della villa de Manzoni di Agordo, dette localmente "i pop de Crota", nonché numerosi ponti.

La cava è stata abbandonata per la difficile ubicazione e i conseguenti costi di trasporto del materiale.

Altra cava si trovava a San Tomaso Agordino ancora oggi in parte utilizzata. La principale zona di estrazione in questo comune era quella in località I Piégn, nei pressi di Colzaresé, ancora oggi utilizzata per l'estrazione della dolomia (Formazione di Contrin, "Dolomia del Serla") utilizzata prevalentemente per massi da scogliera, pietrisco e pietra da taglio, essendo questo materiale versatile e particolarmente indicato per le ristrutturazioni di pregio.

FONTANA NELLA PIAZZA DI FORNO DI ZOLDO



Nella Val di Zoldo non è facile reperire manufatti di pregio in pietra dolomia nonostante affiori estesamente e sia stata utilizzata prevalentemente come materiale da costruzione per murature (es. Forno di Zoldo dove si utilizzavano i blocchi del detrito di falda del monte Castellin in Dolomia Principale). Si riscontra invece un ampio ricorso alla Pietra di Castellavazzo vista la relativa vicinanza con l'area di approvvigionamento.

In alcuni casi si trovano calcari dolomitizzati, come quelli provenienti da piccole cave realizzate in passato lungo la strada che collega la Val di Zoldo a Longarone, impostate nella formazione dei Calcari del Vajont.

Uno dei pochi esempi riscontrati in Zoldo non è tanto un edificio o una scultura antica quanto una moderna interpretazione della pietra posta a corredo di una piazza nel centro di Forno di Zoldo. Senza dare opinioni sulla qualità dell'operato ci limitiamo a segnalarne la presenza. Il progetto dello studio di architettura Pelizzi di Parma per la fontana-monumento è risultato vincitore di un concorso di idee indetto dall'Amministrazione Comunale di Zoldo nel 2016. Nel 2017 l'Amministrazione ha dato l'incarico per la progettazione definitiva ed esecutiva e direzione lavori. Accanto al progetto della fontana-monumento è stata richiesta la progettazione di alcuni elementi di arredo urbano, sedute, dissuasori e fioriere tutte in dolomia. La ditta che ha realizzato i lavori è la Munaro Vincenzo di Chies d'Alpago, mentre l'azienda che ha fornito la pietra dolomia è la ditta 'Pietra Dolomia' della Sevis lavorata da Fent Marmi di Feltre in collaborazione con la ditta Mafem di Parma per la realizzazione degli elementi in acciaio inox e acciaio corten. Secondo le intenzioni dei progettisti i caratteristici chiodi simbolo di Zoldo e i fiori del paesaggio sono stati ridotti alla loro essenza e reinterpretati in chiave artistica e sono diventati un cubetto di pietra sospeso sostenuto da un tubolare in ferro. Si può dare anche un'ulteriore interpretazione in quanto al parallelepipedo in pietra corrisponde la montagna, alle barre metalliche le miniere in ferro, ai cubetti sospesi il paese e le case dell'abitato. La fontana/monumento e gli altri arredi urbani divengono così una reinterpretazione della natura e genesi del paese, poggiato sulle dolomiti e sviluppatosi e cresciuto grazie alle miniere di ferro la cui storia è narrata nel vicino Museo del Ferro e del Chiodo allestito presso il Palazzo del Capitano.

La fontana-monumento riprende i cubi utilizzati nella nuova sistemazione della pavimentazione della piazza e lo utilizza come unità di misura dell'intero progetto.

Un parallelepipedo realizzato con cubi di Dolomia viene modellato in modo da ottenere sulla sua superficie una vasca d'acqua ed una seduta. Alcuni cubi della vasca sono poi 'estratti' dalla vasca stessa e 'sospesi' mediante barre metalliche.

MUSEO DELLA PIETRA E DEGLI SCALPELLINI DI CASTELLAVAZZO

L'estrazione della pietra dalle cave di Castellavazzo è documentata fin dal XV secolo, ma il massimo sviluppo dell'attività si ebbe tra il XVIII e il XIX secolo. Nell'Ottocento erano infatti sfruttati una ventina di siti nei quali erano occupati come cavatori gli uomini del luogo, specializzati anche nella lavorazione del materiale estratto; attualmente vi è una sola cava attiva, in località Olantreghe.
L'abilità degli scalpellini locali era riconosciuta anche fuori provincia; la presenza di maestranze castellane è attestata a Venezia, a Castelfranco Veneto e in altri luoghi durante il XIX secolo.
Dal punto di vista petrografico, la Pietra di Castellavazzo è un calcare biomicritico grigio o rosso, annoverato nella categoria commerciale dei marmi in quanto lucidabile. Dal punto di vista tecnico è un ottimo materiale lapideo ornamentale e da costruzione, adatto sia all'uso esterno sia interno. Per questo risulta un elemento che connota le opere murarie dell'intero territorio: stipiti, gradini e davanzali, fontane, strade e sentieri lastricati, scalinate e muretti a secco.
Il progetto museologico è stato sviluppato in collaborazione con il Museo etnografico della Provincia di Belluno e del Parco Nazionale Dolomiti Bellunesi.
Il percorso espositivo inizia presentando brevemente la storia geologica della provincia di Belluno, con la descrizione delle differenti tipologie litiche estratte in passato e dei relativi siti di cava; segue quindi una rassegna di reperti che documentano l'uso della pietra per la produzione di diversi manufatti, in contesti che vanno da quello quotidiano delle attività domestiche a quello urbano, con la realizzazione di cippi e termini di confinazione, fino all'ambito artistico con la creazione di elementi decorativi per edifici civili e religiosi.
Il fulcro intorno a cui sono organizzate le restanti sezioni espositive è l'uomo nel suo rapporto con il territorio: si possono approfondire le tecniche di estrazione e di trasformazione della pietra, con particolare attenzione alla valorizzazione dei saperi, delle abilità manuali e degli aspetti storici e sociali che hanno accompagnato le vicende di vita e di lavoro dei cavatori e degli scalpellini.
Al termine della visita, è possibile accedere anche alla bottega dell'artigiano, un laboratorio dove scalpelli e mazzuoli non rimangono fermi in esposizione, ma sono utilizzati a testimonianza che a Castellavazzo l'arte di lavorare la pietra è ancora viva.

LE CHIESE GOTICHE CADORINE E IL *TOFO*

Molte delle superstiti chiese antiche sparse sul territorio cadorino non sono parrocchiali, bensì votive e sono caratterizzate da un approccio costruttivo unitario utilizzando una particolare tipologia litica che permette uno sfumato gioco di colori caldi. I progettisti e muratori fautori di questo stile furono soprattutto i Ruopel la cui genesi è stata ripercorsa da recenti studi assieme alla cronologia dei progetti costruttivi e degli edifici attribuibili. Si tratta di una famiglia di origine stiriana e numerosi furono gli esponenti del casato attivi tra Carnia e Cadore: Nicolò, Lorenzo, Gregorio, Simon, Zuan, Bastian, Zuan, Paolo ecc.

Le opere realizzate in un settantennio dai Ruopel sono molteplici: per queste ultime si rimanda quindi agli studi specifici, che hanno preso in considerazione sia i manufatti documentati - conservati o distrutti - sia quelli con firma crittografata. Le chiese sono quelle di San Francesco d'Orsina a Calalzo, la Madonna delle Grazie della Molinà, la vecchia di San Bartolomeo a Nebbiù, di San Leonardo a Casamazzagno, di Sant'Antonio abate a Candide, di Santa Elisabetta a Venas, di Santa Caterina ad Auronzo e altre ancora.

Gli edifici religiosi sfoggiano i tipici elementi costruttivi, riscontrabili in ambito carnico e cadorino in un ampio intervallo temporale: il fregio sotto gronda dai colori ocra, il rosone che ha ormai perduto la tipica decorazione a traforo, i peducci interni sagomati e affrescati terminanti a punta, l'abside pentagonale, la

volta stellata con nervature in evidenza e i riquadri angolari esterni cremisi.

Sono attestate cave del materiale denominato *tófo* a Lagole di Calalzo, ad Auronzo e in Comelico fin dai tempi antichi. Ci si può inoltre domandare se il così diffuso cognome Toffoli abbia origine da queste località ricche di materiale da costruzione.

Nei dialetti bellunesi il termine *tófo, tof, tovo, touf,* ecc. indica una roccia porosa, con struttura vacuolare, generalmente di facile lavorabilità; tipicamente si tratta di travertino (impropriamente chiamato tufo, traduzione poco felice del termine locale), ossia un deposito continentale di origine chimica, prodotto dalla precipitazione di carbonato di calcio in prossimità di sorgenti o cascate, contenente molto spesso impronte di resti vegetali (foglie, ecc.) inglobati nel deposito e poi dissolti.

In Centro Cadore e Comelico questa tipologia litica è localmente abbondante e vista la facilità di estrazione, la buona resistenza agli agenti atmosferici e le piacevoli caratteristiche estetiche, è stata ampiamente utilizzata per edifici di pregio.

Tuttavia, l'analisi svolta per questa occasione ha permesso di giungere alla conclusione che il tofo non indica solo il travertino come viene indicato comunemente, bensì si devono fare dei distinguo. In sua vece, infatti, sono utilizzate anche altre rocce, con la comune caratteristica di possedere una certa porosità. Da quanto è emerso dalle ricerche dei sottoscritti, il termine tofo indica almeno tre tipi di rocce diverse (per origine, caratteristiche ed età di formazione):

- il travertino in senso stretto (di età olocenica; caratteristica per il riconoscimento: presenza di strutture vegetali e laminazioni);
- un conglomerato fluvioglaciale (risalente all'ultimo interglaciale; caratteristica per il riconoscimento: presenza di ciottoli di diversi colori). Si tratta di un conglomerato molto cementato, con elementi di varie dimensioni (tra 1 e 15 cm, in media) e natura (prevalgono i ciottoli calcarei e calcareo-dolomitici, con vario grado di arrotondamento); la matrice è sabbiosa, il cemento calcareo. La roccia è in genere poco alterata, sono tuttavia presenti carie di varie dimensioni e frequenza, dovute a dissoluzione sia dei ciottoli sia del cemento (queste rocce assumo così un aspetto vagamente simile a quello delle dolomie cariate). Il colore è per lo più grigio-giallastro. È stato usato ad esempio per la Chiesa della Molinà, presso la quale è affiorante;

Chiesa di Sant'Anna a Padola

- la “dolomia cariata” della Formazione a Bellerophon (risalente al Permiano; caratteristica per il riconoscimento: cavità da dissoluzione con spigoli vivi, presenza di ciottoli grigi e neri). Si tratta di brecce dolomitico-calcaree, associate a “dolomie a cellette” (vacuolari, con cavità prismatiche), con elementi spigolosi vari: dolomitico-marnosi grigio-giallastri, dolomitici compatti grigi, calcarei nerastri. Nei secoli scorsi il loro sfruttamento era diffuso in un’ampia area che si estende dal Cadore-Comelico alla Carnia; per la facile lavorabilità sono state spesso usate per colonne, cornici e volte, acquistando col tempo un caldo colore avorio antico. Erano sicuramente presenti delle cave nella zona di Auronzo (cava del Diebba) e di Campolongo (Tufo della Val Frison), come dimostrano i campioni conservati presso il Museo degli Scalpellini di Castellavazzo. Come riportano anche A. Guernieri e G. Seiffert nella loro *Carta topografica della Provincia di Belluno* (1866) numerose sono le altre località in cui si estrae “pietra tuffacea appartenente alla formazione del calcare mediano alpino”.

L’utilizzo dei diversi materiali qui sopra elencati è dettato soprattutto dalla loro disponibilità in loco, ma è possibile trovare litotipi diversi in uno stesso edificio, sfruttandone le rispettive caratteristiche tecniche (elementi portanti con rocce più resistenti, elementi decorativi con rocce meno robuste).

IL FORTE DI PIEVE DI CADORE

L'altura di Monte Ricco, nel comune di Pieve di Cadore, è posta alla confluenza delle vallate dei fiumi Boite e Piave. Il forte, situato ad una quota di 953 m, domina a sera, mentre si sale da Belluno e il suo lungo fronte meridionale, illuminato, è visibile già dal ponte Cadore. Alle sue spalle, a poche centinaia di metri, si trova la Batteria Castello ed entrambi facevano parte di un articolato sistema difensivo eretto a difesa del territorio contro l'impero austro-ungarico, chiamato Fortezza Cadore-Maè. I forti di Monte Ricco e del vicino Col Vaccher (a Tai) rappresentano i prototipi del primo periodo della fortificazione cadorina, voluta dal giovane Regno d'Italia sul finire del 1800.

La zona fu probabilmente sede di un castelliere già in età preromana poi del castello di Pieve e poi sede delle due fortificazioni militari (Batteria Castello e Forte di Monte Ricco) posizionate sulle due collinette adiacenti. Le originarie pietre del castello antico, sempre più abbandonato fino alla caduta della Repubblica di Venezia della fine del Settecento, furono utilizzate per l'ampliamento delle chiesa arcidiaconale, in piazza, dedicata a Santa Maria Nascente e per le stesse strutture militari.

Si accede a quest'ultime, poste in zona panoramica, tramite un facile sentiero fiancheggiato da faggi monumentali che si collega con altre comode passeggiate verso il Parco del Roccolo e la strada ciclabile sottostante "Lunga Via delle Dolomiti". Sulla strada sterrata che raggiunge il Forte si intravvede la sottostante cava di pietra dolomia utilizzata per la costruzione.

Nella configurazione ultima, il forte ospitava quattro cannoni e quattro pezzi a tiro rapido, che con la caponiera costituivano la difesa del fossato: all'interno trovava posto una guarnigione di 80 uomini, con spazi per i vettovagliamenti e materiali, oltre alla *santabarbara*. Si distinguono inoltre l'androne passante, i locali del corpo di guardia e comando, le latrine, i locali di servizio ed una serie di magazzini. La tecnica costruttiva con cui sono realizzati i locali è quella della volta a botte in laterizio a sostegno della copertura, impostata su spesse murature in sasso.

In anni recenti, l'amministrazione comunale di Pieve di Cadore ha avviato con la Soprintendenza delle Province di Venezia, Belluno, Padova e Treviso un programma di tutela e valorizzazione delle testimonianze storico architettoniche che costituiscono il complesso del forte di Montericco e Batteria Castello. L'iter che ha condotto al restauro del forte è iniziato nel 2007, per concludersi nel 2017 grazie al sostegno fondamentale di Fondazione Cariverona.

Esso costituisce un'emergenza architettonica storica e culturale eccezionale della terra cadorina e l'ultimazione del suo restauro lo ha reso una straordinaria risorsa territoriale. Attualmente è gestito dalla Fondazione Centro Studi di Tiziano e Cadore e dalla Fondazione Museo dell'occhiale con il Comune. Dal 2017 è stata coinvolta "Dolomiti Contemporanee" che lo ha aperto al pubblico prima con *Fuocoapaesaggio* e con poi con *Tiziano Contemporaneo*, mostre collettive e cantiere-laboratorio d'arte contemporanea appoggiandosi ad una residenza artistica attrezzata a Pieve.

Numerosi sono i siti della Grande Guerra ancora percorribili e, in parte, recuperati e valorizzati predisponendo segnaletica e nei cosiddetti Parchi della Memoria dislocati tra i territori dei comuni di Cortina d'Ampezzo, Auronzo, Pieve, Lorenzago, Lozzo, Vigo, Vodo, Zoppe, Cibiana, Zoldo, La Valle Agordina, Rocca Pietore, Livinallongo ecc.

Sul Monte Lagazuoi (m. 2778) sono percorribili e restaurate le gallerie di guerra che hanno forato la montagna dolomitica. Si tratta delle postazioni di prima linea contrapposta di Austriaci e Italiani.

VALMO, L'UOMO DI MONDEVAL

Durante una campagna di scavo archeologico, promossa da una segnalazione di Vittorino Cazzetta (Selva di Cadore, 1947-1997), a Mondeval de Sora a 2.150 metri di quota, nel Comune di San Vito di Cadore, venne alla luce nel 1987 una sepoltura mesolitica. Sotto un riparo formato da un masso erratico in pietra dolomia (Dolomia Cassiana), un cacciatore tra gli ultimi rappresentanti del tipo Cro-Magnon, vissuto circa 7.500 anni fa, venne sepolto con tutto il suo ricco corredo, praticamente sotto il pavimento di una capanna allestita da cacciatori mesolitici, che hanno frequentato il sito a partire da quasi 10.000 anni fa.
La perfetta conservazione dello stesso scheletro e di altri reperti organici è già un fatto eccezionale, unico per la quota, quando normalmente si conserva solo la selce. Il ricco corredo ed i resti di pasto hanno dato risposte a molti interrogativi sui cacciatori mesolitici, la cui frequentazione dell'alta montagna era ancora sconosciuta fino a una quarantina di anni fa, la frequentazione dell'alta montagna era ancora sconosciuta. Lo scheletro è ancora oggetto di studi scientifici volti a una maggior conoscenza del modo di vita di questi cacciatori-raccoglitori. Le successive scoperte casuali della sepoltura di Val Rosna (a Sovramonte, in provincia di Belluno) e della mummia del Similaun (sulle Alpi Retiche orientali, lungo la linea di confine tra l'Italia e l'Austria risalente a un'epoca compresa tra il 3300 e il 3100 a.C.), hanno confermato la presenza e frequentazione tutt'altro che sporadica nell'arco alpino da parte degli uomini preistorici.
Lo scheletro e il corredo sono conservati presso il Museo di Selva di Cadore dedicato a V. Cazzetta in cui si trovano anche numerose altre testimonianze antiche della Val Fiorentina.

ORME DEI DINOSAURI NELLE DOLOMITI. IL PELMETTO

Presso lo stesso Museo si può percorrere una galleria introduttiva in cui si riceve un primo cenno sulla conformazione geologica delle Dolomiti, restringendo l'area al territorio della Val Fiorentina. Il visitatore è guidato attraverso l'intera storia geologica della valle: pannelli illustrativi, disegni, fotografie, particolari e dettagliate ricostruzioni di dinosauri, campioni di rocce e una ragguardevole raccolta di fossili, descrivono come si sia modificata questa area durante il Triassico. Tale periodo geologico, compreso all'incirca tra 250 e 200 MA, è di gran lunga quello maggiormente documentato in tutte le Dolomiti.
A sovrastare la sala è stato collocato un enorme calco, riproducente la superficie del masso di dolomia, crollato ai piedi del monte Pelmetto, dove sono visibili varie impronte di vertebrati riconosciute, per la prima volta in Italia, come orme di dinosauri. Sono queste a rappresentare l'elemento topico di questa sezione; una proiezione "olografica" su tale calco, ne evidenzia inoltre, in modo suggestivo, la disposizione in una vera e propria pista di dinosauri.
Questa scoperta ha dato il via a numerosi altri ritrovamenti di impronte un po' ovunque sulle Dolomiti; oltre a diversi massi di minori dimensioni sempre ai piedi del Pelmetto, sono conosciute orme e piste nei pressi del passo Giau, alle Tre Cime, sulla Moiazza, in Val Pegolera, ecc.

COME ARRIVARE AL PELMETTO: Un grosso masso franato dal paretone Sud-Ovest del Pelmetto giace instabile sul ghiaione. L'occhio curioso e clinico di Vittorino Cazzetta - di Selva di Cadore - 'scoprì', qualche decennio fa, che quelle fossette su quell'enorme masso erano le tracce di almeno tre dinosauri che si trovavano a camminare sul fango del bagnasciuga duecentoventi milioni di anni fa.
Si raggiunge indifferentemente dalla Val di Zoldo (Belluno-Longarone) o dalla Val Fiorentina (Agordo-Alleghe-Selva di Cadore). Si trova in zona forcella Staulanza sul ghiaione del Pelmetto: si parte nei pressi del rif. Staulanza, tramite un facile sentiero di circa 5 km con lunghi tratti di saliscendi nel bosco e una ripida salita finale per giungere al ghiaione.

I CAMPANILI DELLA VALLE DEL BOITE

Con la loro altezza e le forme sinuose, i campanili, quasi più di altre costruzioni, sembrano ambire a raggiungere le cime dolomitiche in cui sono immersi. Si ergono a baluardo dei piccoli paesi di montagna raccogliendo cultura e ricchezza millenaria. Perlustrando la Valle del Boite si è notato che, a mano a mano che ci si allontana da Cortina d'Ampezzo e si scende lungo il corso del fiume omonimo i campanili perdono il loro biancore e predominano i pigmenti colorati e l'utilizzo di pietre di diversa origine litica fino ad arrivare a un variopinto assemblaggio.

IL CAMPANILE DI CORTINA D'AMPEZZO. "UNA BIANCA PERLA IN UN VASTO CATINO VERDE"

(citazione da William McCrackan, *The Tyrol*, Londra, 1905)

Il cantiere della bianca torre, che ancora adesso simboleggia il noto villaggio alpino, ingombrò per anni la piazza centrale del paese. La cuspide si trova a 70,17 metri a cui vanno aggiunti la palla, la croce, il gallo segna tempo per arrivare a 73 metri circa. Secondo le ricerche di Mario Ferruccio Belli che ne ha descritto il lungo lavoro di edificazione in un libro, l'intera torre sarebbe costata 150.000 fiorini imperiali e le risorse per finanziare la spesa si ottennero con la vendita del legname.
All'interno vi sono le scale, la stanza del guardafuoco, l'alloggio del sacrestano e lo stanzone circolare sopra la cella campanaria. Il vecchio campanile fu demolito nel 1850-51 e, da allora, ci vollero ben sette anni per la sua ricostruzione con le attuali fattezze create dall'ampezzano Sivestro Franceschi, pur essendoci stati altri intelocutori, proposte alternative (dalla Valcamonica e da Castellavazzo) che non andarono a buon fine e molti scambi epistolari con Vienna per le varie autorizzazioni. La prima pietra fu posta il 18 agosto 1852, compleanno dell'Imperatore Francesco Giuseppe I, poichè Ampezzo fu sotto l'Austria fino al 1918 e il primo millesimo fu inciso su un rettangolo di intonaco.

Silvestro Franceschi (detto Téte Dàne) fu anche sindaco e ricoprì varie cariche comunali ma, come capofalegname, diresse inoltre i lavori del cimitero, la copertura del tetto della chiesa e l'arginatura del Boite a Pontechiesa, restaurò il municipio e la farmacia, costruì seghe multiple a Socol e altro ancora.
Nei contratti e documenti la parola *Dolomia* non appare mai, pur essendo un termine già noto all'epoca. Si fa invece cenno ai saggi che Franceschi fece eseguire in tutta la conca per reperire pietre di buona qualità: scoprì la cava di Dolomia Principale di Crepedel ad Aquabona mentre per la precedente costruzione della chiesa pievanale (basamenti e scalinate esterne) si usarono quella in fondo alla valle, a Ru dei cavai forse in seguito esaurita. Nel bando si parla anche di una cava a Sopiazes dalle parti di Ronco dove c'è l'arrivo della pista da bob. Certo è che usando le pietre cavate ad Aquabona, ai piedi del monte Faloria, si poteva risparmiare qualcosa sul trasporto: in quella zona, infatti, si era creato un vero e proprio villaggio di baracche con abbondante acqua sorgiva e una strada per accedervi costruita appositamente che ancora si può utilizzare. Il sacerdote Francesco D'Andrea, che era stato nominato *assistente al lavoro della cava in Acquabona*, segnò giornalmente in un quaderno ogni spesa inerente la fabbrica del campanile dove lavorarono ben 58 operai.
La base del campanile fu consolidata con l'interramento di tronchi di larice e ogni facciata è arricchita da lesene verticali arrotondate mentre le bugne rettangolari in dolomia, alla base, danno slancio alla torre; le pietre aderiscono fra loro grazie a degli innesti di ferro e calce.
Il lavoro si concluse con la messa in opera dell'orologio prodotto dai fratelli Lacedelli, delle campane del tirolese Johann Grassmayr, del globo in rame agordino ricoperto di oro zecchino e lavorato a Innsbruck, della croce prodotta nelle fonderie di Brixlegg.
Sul parapetto del ballatoio del campanile ci sono 47 etichette per indicare le montagne che si osservano in lontananza, proposte nel 1891 dall'allora pre-

sidente del Club Alpino Italiano.
Il campanile è stato restaurato nel 2006 con la rimozione di interventi successivi di stuccatura e ricostruzione del materiale lapideo. La pulitura dai depositi di polvere ha consentito di riportare alla luce valenze cromatiche originarie del paramento: in antico la cromia, infatti, era lievemente ambrata per l'uso di una dolomia con valenze cromatiche leggermente differenti usata per il tamburo ottagonale, le colonnine, bifore e bassorilievi.
La "riscoperta" degli originali colori del campanile getta una nuova luce sulle tipologie dei materiali utilizzati; se infatti l'intera opera è stata realizzata in dolomia, è evidente che l'esecutore ne ha scelto differenti tipi proprio in base alle caratteristiche cromatiche.
Le analisi condotte in laboratorio su alcuni campioni hanno evidenziato, oltre al carbonato riconducibile alla dolomia, la presenza di concentrazioni di natura ocracea ricche in ossidi di ferro-limonitici; tali presenze determinano nel lapideo sottili orizzonti e lineazioni giallognole e rossastre, all'origine delle *nuances* ambrate riportate alla luce dal restauro.
Dalle notizie storiche relative all'ubicazione delle cave si può ritenere che siano state utilizzate sia la Dolomia Principale sia la Dolomia Cassiana, quest'ultima generalmente caratterizzata da tinte più chiare.

Si fa inoltre notare che anche il nuovo pavimento della chiesa parrocchiale è in pietra dolomia e che la posa in opera di nuovi sottoservizi (il riscaldamento) realizzati nel 2007 ha permesso di effettuare delle indagini archeologiche rinvenendo numerose sepolture e tre diverse fasi di costruzione: un primo edificio del XIII-XIV sec., un ampliamento cinquecentesco e ricostruzione del XVII-seconda metà XVIII sec. e un abbattimento e rifacimento tra il 1769-1775.

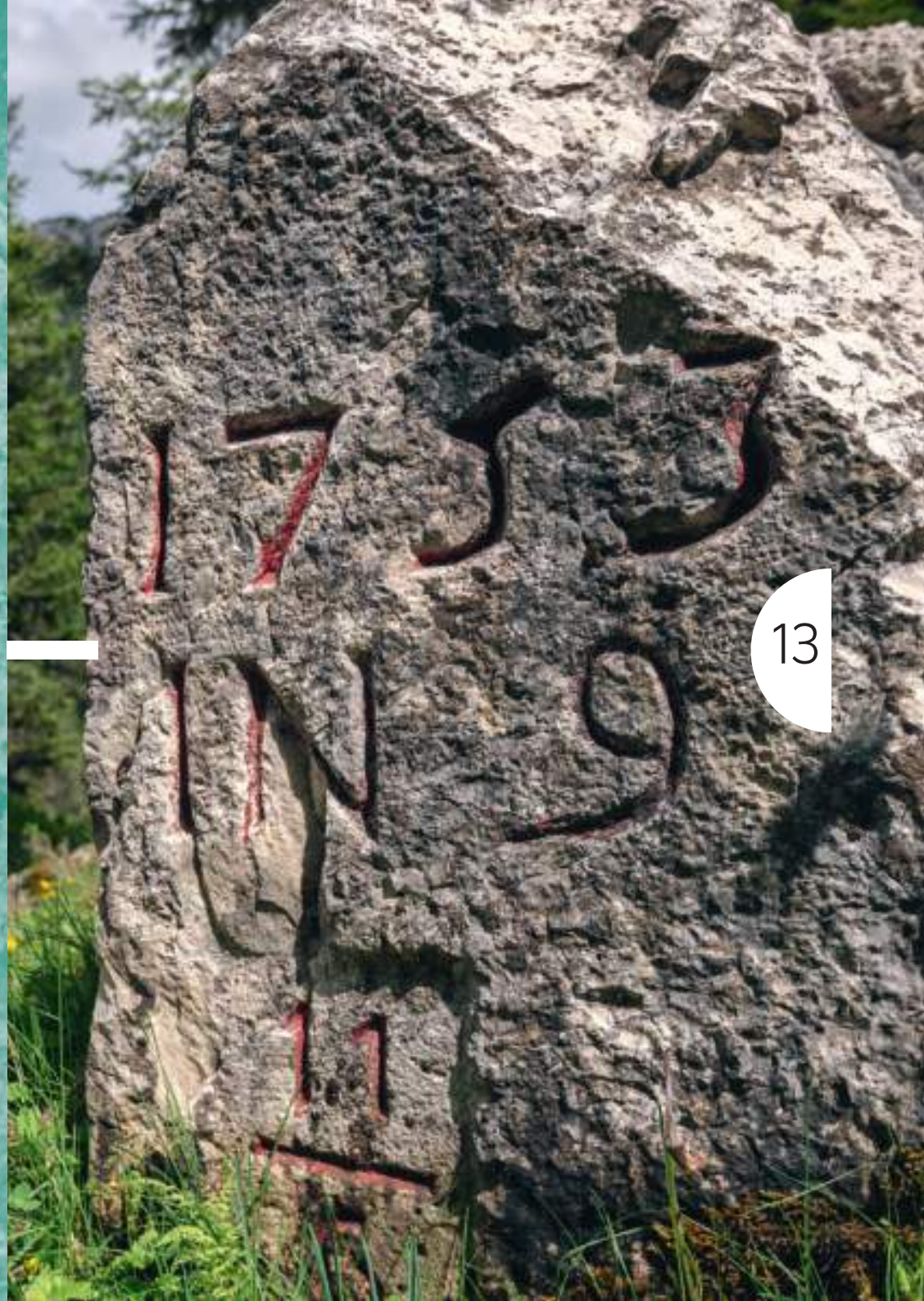
IL CAMPANILE DELLA CHIESA PARROCCHIALE DI SAN VITO DI CADORE

È alto 39,20 metri (alla croce) e il basamento è in dolomia. Sappiamo che ebbe una storia tormentata, per quanto esistano pochi documenti antichi: un tempo era staccato dalla vicina chiesa gotica poi ricostruita, attorno al 1760, su progetto dei tolmezzini Schiavi, mentre adesso si trova a ridosso dell'abside. I lavori alla chiesa avevano compromesso la funzionalità del campanile e quindi la sistemazione fu ben ponderata, contattando vari esperti per poi arrivare a compromessi con Domenico Schiavi per il progetto e con il marangon Bortolo Del Fabbro per il rialzo della torre campanaria e il tetto.
Della chiesa antica si volle mantenere il lacerto di affresco esterno con il grande San Cristoforo a protezione dei pellegrini e viandanti che passavano nella sottostante Strada Regia, mentre lo svettante campanile pare presentare tracce di un'antica torre di avvistamento alta circa 15 metri.

Appena sotto la parrocchiale si trova la Chiesa della Madonna della Difesa che presenta una grossa e sporgente pietra angolare in dolomia sulla parete Est con alcune lettere incise (O.F.A.B.V) e un pietrone nell'angolo di Nord-Ovest nel quale la tradizione popolare pensa di vedere le impronte della Vergine; è possibile che si tratti invece di fori scavati con lo scalpello per inserire un supporto in ferro da torciera o da gonfalone.

Proseguendo verso la vallata del Centro Cadore si osservano, lungo la strada, altre torri campanarie staccate dal perimetro dagli adiacenti edifici religiosi, spesso prive di intonaco tali da permettere una corretta osservazione del materiale lapideo usato. Sia il campanile degli inizi del XIX secolo della parrocchiale settecentesca dei santi Simone e Taddeo di Borca di Cadore sia la chiesa minore di Cancia, dedicata a San Rocco, presentano un alto basamento in dolomia. Quest'ultimo riporta la data 1836, ma nella ricostruzione ottocentesca della cella campanaria, sono state riutilizzate le bifore centinate e la balconata della vecchia torre seicentesca.
Altre pietre in dolomia si intravedono fra le ammorsature delle murature, in posizione angolare o centrale. A proposito di roccia vogliamo ricordare che la comunità di Borca fu soggetta, nel corso dei secoli, alle collere improvvise del monte Antelao tra le quali la nota frana (*Roa*) del 1737 che distrusse le frazioni di Sala, Taulen, Marceana e Cancia seppellendo case, chiese e persone.
A Borca e San Vito, oltre alle litologie "classiche" (Dolomia Cassiana, Dolomia Principale) si è fatto uso di un particolare tipo di roccia: si tratta di un diamicton, ossia di un miscuglio mal selezionato di massi, ghiaia, sabbia e sedimenti fini, ben cementato; la petrografia dei clasti, da arrotondati a spigolosi, è ascrivibile alle litologie affioranti sulla parete Sud del Monte Antelao (calcari e dolomie). L'origine di questo deposito dovrebbe essere legata a fenomeni di trasporto di massa tipo *debris flow* e frane sviluppatisi nel tardoglaciale e nel postglaciale che ancora si ripetono ai giorni nostri creando disagi e interruzioni.

LE ROCCE DI CONFINE E LA MURAGLIA DI GIAU



Sul ciglio della strada che sale verso il Passo Giau si intravvede un cumulo di sassi rozzamente elevato che la vicina cartellonistica rivela essere un'importante e antica confinazione tra territori. La *muraglia di Giau* è nata per contrasti tra i sanvitesi e gli ampezzani per problemi di sconfinamento del bestiame attestati almeno fin dal XIV secolo e proseguiti per secoli: nel XVIII secolo si stabilì che San Vito continuasse a godere dei suoi antichi diritti, purché costruisse a sue spese una "marogna", ovvero una barriera per impedire lo sconfinamento del proprio bestiame sui prati ampezzani. Il muro attraversava tutta la valletta di Giau senza meta apparente e senza tener conto delle asperità del terreno. Il fosso di confine venne riempito con le pietre circostanti agevolando così anche lo spietramento e la bonifica del pascolo.
In tutto l'arco alpino non esiste un manufatto simile, questo è ancora in parte percorribile – o comunque visibile – seguendo le indicazioni poste a circa 2 km dal Passo Giau partendo da Cortina. In tutto il territorio limitrofo si trovano demarcazioni territoriali risalenti al XVIII secolo realizzate con pietre prelevate in loco e dunque, perlopiù, in pietra dolomia, che nel caso della muraglia è prevalentemente Dolomia Cassiana, oltreché muri creati con le variegate rocce che si trovavano su terreni adiacenti. Il segmento di Giau è forse il più noto e comodo, ma si tratta solo di una piccola porzione rispetto alle confinazioni collocate in seguito al Trattato di Rovereto del 1752 che determinò i confini dello stato asburgico, attraverso un'apposita commissione. Altri lavori vennero svolti sul tratto fra Ampezzo, Dobbiaco e Sesto, ma anche San Vito, Auronzo e Comelico anche se le confinazioni prendono in considerazione anche l'Altopiano di Asiago, il Lago di Garda fino a Grado.
Si stabilì che la muraglia di Giau avesse un'altezza di 6 piedi, larghezza alla base di 5 e in alto 2 (alta cm 160 circa, larga cm 80): si doveva estendere in lunghezza per circa 2 chilometri mentre il termine dei lavori doveva essere entro 90 giorni. Il costo dell'opera fu stimato, a quel tempo, pari a 6.800 vacche.
Questa demarcazione aveva anche posto fine alla lunga contesa per lo sfruttamento delle vicine miniere di piombo argentifero, passate così definitivamente ai veneziani. Non è noto con precisione dove si trovasse il giacimento, in quanto gli antichi lavori di estrazione sono da tempo franati e le prospezioni recenti, effettuate negli anni '50 del secolo scorso in località Col Piombin e Costa dei Canopi (toponimi che richiamano le attività minerarie), non hanno dato esiti positivi. In questi siti la mineralizzazione a solfuri (galena e blenda prevalenti) si sviluppa in vene e lenticelle lungo faglie che tagliano la Dolomia dello Sciliar di età triassica.

Alcuni appassionati ricercatori (tra i quali Mario Ferruccio Belli che ha a cuore il progetto complessivo di studio e valorizzazione) hanno rintracciato i cippi e le lapidi che scandiscono le linee di demarcazione tra i due confini, contraddistinti da croci, leoni di San Marco e scudi asburgici e che erano collocati nei punti di rilievo più importanti per consentire un controllo a vista. Si possono infatti reperire queste testimonianze sopra il passo di Giau ai piedi della Gusella, al Becco della Muraglia (m 2271), nei pressi della strada asfaltata e sulle pendici del Formin, sopra i laghi di 'Ciou de la Maza": si tratta dei cosiddetti "stanti" in pietra, cioè i "paracarri" su cui sono state incise la data, il loro numero e la relativa lettera dell'alfabeto a partire dal Giau e di seguito fino in Comelico. Le distanze intermedie fra di loro sono espresse in pertiche viennesi.
Le pietre con i leoni veneziani provengono da Castellavazzo mentre gli scudi degli Asburgo (in bianco marmo di Falzes) da Pfalzen (nei pressi di Brunico). Il peso è quantificabile di vari quintali per ogni termine: il fianco reca molto spesso una apposita scanalatura per l'inserimento del traino.
Sui cippi di confine del territorio cadorino venne fatta una ricognizione nel 1852 e nel 1964, ma, purtroppo qualche cippo è rimasto soltanto citato sulle mappe.
Nel 2018 si è concluso anche un progetto: grazie a un Interreg V Italia-Austria CLLD Dolomiti Live, il Comune di Comelico Superiore e di Kartitsch nel Tirolo orientale e l'Associazione Turistica di Sesto hanno unito le forze per salvare dall'oblio i resti degli antichi cippi di confine tra il Tirolo e la Repubblica Veneta e porre i cippi di confine sotto la tutela dei monumenti storici, in qualità di patrimonio culturale condiviso delle due aree confinanti e pianificando un sentiero di confine che condurrà da Kartitsch fino ai piedi delle Dolomiti e, in un prossimo futuro, fino al Lago di Garda.
Si ricorda inoltre il costituendo Comitato Cednea (Centro Espositivo e di documentazione Naturalistica, Etnografica e Archeologica), formato dal Comune e dalle Regole di San Vito e dall'Union Ladina d'Oltreciusa che ha intenzione di utilizzare gli spazi al piano terra dell'"Ex Asilo Vecio" a San Vito di Cadore come sede principale del futuro Centro di documentazione.

IL CASTELLO DI BOTESTAGNO

Il termine Botestagno è utilizzato più frequentemente negli studi storici per identificare il castello, in luogo del toponimo Podestagno col quale era designata la rupe nella cartografia. La prima menzione di Cortina, ovvero Ampezzo, è del 1156 mentre la prima attestazione del nome Botestagno è del 1175 (*Botestein*). Le Regole d'Ampezzo hanno promosso una serie di campagne di scavo sotto la direzione scientifica della Soprintendenza per i beni archeologici del Veneto. Ciò che ora si può osservare sono i ruderi del Castello di Botestagno, all'interno del Parco Naturale Regionale delle Dolomiti d'Ampezzo. Sorgono a circa 6 km a Nord dal Centro di Cortina a 1513 metri sul livello del mare ovvero sulla sommità di un'alta rupe di roccia dolomitica che domina l'incontro delle valli dei corsi d'acqua Boite e Felizon dalla quale si ha un'ampia visuale sul territorio circostante. Per secoli, il castello, presidiò un confine politico e una frontiera settentrionale del territorio soggetto alla Serenissima ed, essendo a picco su pareti rocciose a difesa, e vicino, al passaggio obbligato della strada d'Alemagna - importante via di valico che portava verso la Germania - serviva strategicamente a chiudere la valle del Felizon per chi avesse voluto risalirla, oltreché vigilare sulla sicurezza dei viandanti.

Le sue origini sono ancora oggetto di ipotesi e finora si era analizzato il sito solo grazie alle fonti d'archivio più che altro condotte dallo storico Giuseppe Richebuono. Sono stati pochi i ritrovamenti raccolti che comunque consentono di riconoscere momenti di frequentazione più antichi rispetto a quelli trasmessi dalle fonti scritte. L'impianto del castello è collocabile ai primi anni del Mille anche se l'attuale data limite dei reperti è il 1300 circa: vi furono importanti rifacimenti nel 1567 e nel 1619 mentre nell'area del fossato sono visibili gli effetti degli apprestamenti militari della Prima Guerra Mondiale e solo in alcuni punti le stratificazioni archeologiche sono intatte.

L'antico castello fu abbandonato nella seconda metà del XVIII secolo e subito dopo distrutto radicalmente tanto che dalla zona sottostante non è più possibile individuarne la sagoma.

Durante gli scavi condotti dalla Società Land S.r.l dal 2013 al 2018 si sono indagati i rapporti stratigrafici dei livelli e i materiali rinvenuti nel corso delle campagne archeologiche. Gli scavi sono serviti per cercare di acquisire nuovi dati sul popolamento della valle e sulla sua frequentazione dato che sono stati scarsi se non nulli finora, i rinvenimenti archeologici nell'intero territorio ampezzano.

A quest'ultima fase di ricerca scientifica seguiranno, nel prossimo futuro, interventi destinati alla fruizione del sito archeologico, quali la sistemazione dei sentiero presso i ruderi, passerelle, recinzioni di protezione, tabelloni e segnaletica informativa.

Dai ricercatori incaricati si apprende che tutte le strutture della fortificazione finora osservate sono realizzate con pietre sbozzate provenienti dalla Dolomia Principale o con grossi ciottoli, analoghi a quelli visibili all'interno della spessa coltre fluvioglaciale che forma il pendio a Nord della rupe. Tutto il materiale usato per la costruzione del castello era quindi reperibile sul posto o nelle immediate vicinanze. Nel 1759 nei pressi del Ru di Cavai era stata aperta una cava per la costruzione della Chiesa Parrocchiale di Cortina; la Comunità di Ampezzo fece allora costruire una strada più comoda che rimontava il pendio giungendo sul prato dietro il Castello (1762).

MONUMENTO A DÉODAT DE DOLOMIEU

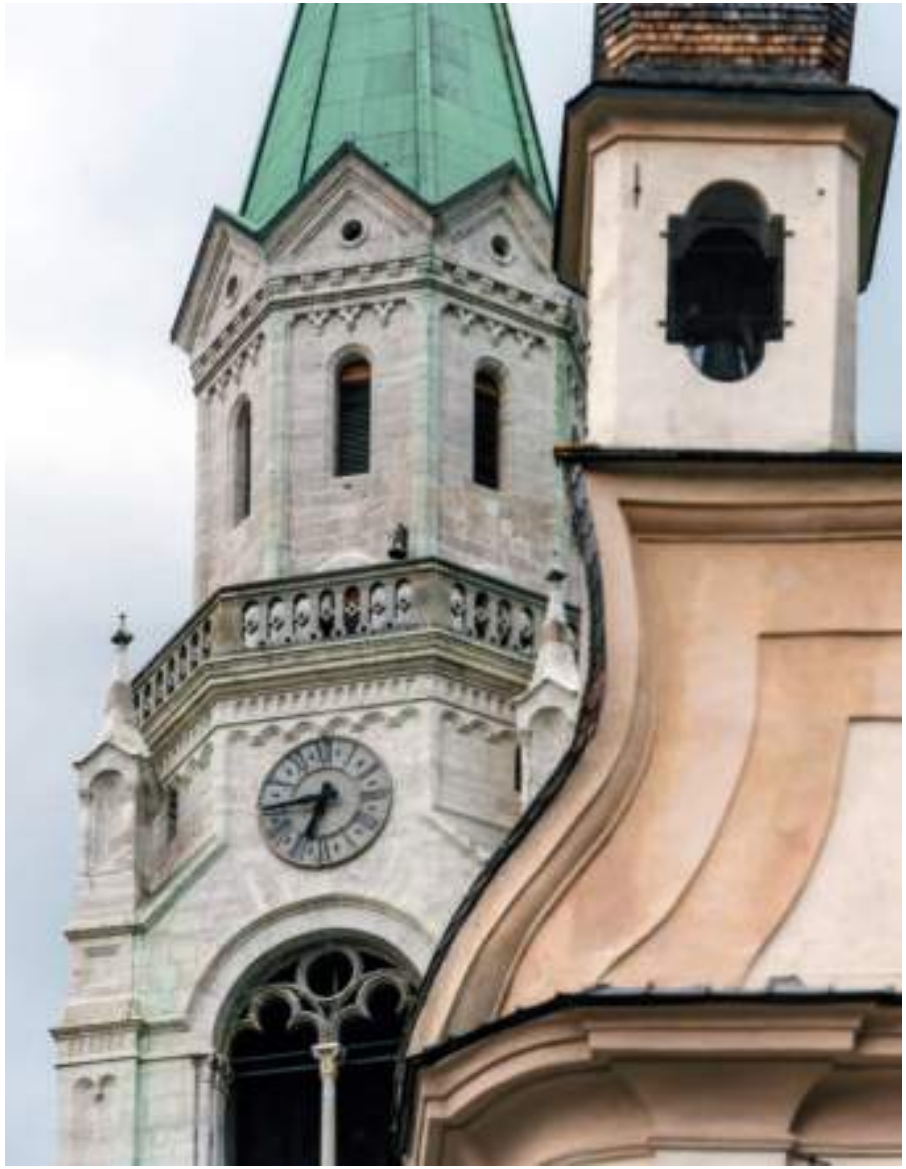
Nell'attuale piazzale dello stadio del ghiaccio di Cortina pochi forse notano la silenziosa presenza di un monumento significativo, prodotto in pietra dolomia proveniente dalle Tofane e con un esplicito riferimento al suo "scopritore". Le notizie qui riportate sono state estrapolate dai documenti dell'Archivio Storico del Comune e da una rivista specializzata francese poiché poco è noto al grande pubblico che frequenta, per turismo invernale ed estivo, una delle "Perle delle Dolomiti".

L'idea di creare una scultura commemorativa era nata già nel 1955, ma il monumento fu inaugurato solo il 13 luglio 1958 grazie all'interessamento dell'ex colonnello Castex e del Club Alpino Italiano che lo produsse a sue spese grazie a un Comitato franco-italiano e con il parere dell'architetto Ernest Gellner. Sappiamo che il sindaco di Cortina nel 1958 scrisse al presidente dell'Azienda Autonoma di Soggiorno e Turismo di Cortina specificando che "per il monumento dovrà essere utilizzata della roccia di Dolomia".

L'opera in bronzo applicata sul grande masso è di un artista francese, non conosciuto ai più: Georges Guiraud è stato uno scultore, medaglista e pittore, nato a Tolosa nel 1901 e morto nel 1989 a Saint Hilaire au Temple e quella ampezzana è l'unica opera conservata in Italia avendo lavorato perlopiù in Francia.

Un resoconto su questo particolare gemellaggio franco italiano fu fatto solamente nel 1988 da parte del mineralogista Simonne Caillere (1905-1999) nel periodico scientifico francese "Travaux du Comité francais d'Histoire de la Géologie" (Troisiéme série T. II) con un articolo dal titolo *Sur l'inauguration d'un monument à la mémoire de Dolomieu à Cortina d'Ampezzo (Italie) le 13 Juillet 1958*. Grazie a questa recensione si viene infatti a sapere che all'inaugurazione del monumento eretto alla memoria di Dolomieu, la delegazione francese includeva il colonnello Louis Castex (1896-1968), pioniere dell'aviazione francese, amico e compagno di Saint-Exupéry, intrepido esploratore all'origine della celebrazione. Era presente il professor Charles Jacob, membro dell'Accademia delle scienze e dell'Università di Parigi. Lo stesso Caillere era stato incaricato di rappresentare il Museo di Storia Naturale e, più specificamente, il Laboratorio di Mineralogia di cui Dolomieu era stato Direttore. A Cortina, nel 1958 aveva voluto essere presente anche un discendente della famiglia Dolomieu così come lo scultore Georges Guiraud e le autorità locali. In quel momento il sindaco era Amedeo Angeli, che presentò al pubblico la delegazione francese: il professor Charles Jacob ricordò l'opera di Dolomieu nel campo della geologia, mentre Caillere esplicitò il lavoro mineralogico in tutte le sue sfaccettature: litologia, geologia, tettonica, fisica della terra e mineralogia.

Il 31 ottobre 2005 i Comuni di Agordo e di Dolomieu (situato nel dipartimento dell'Isère della regione dell'Alvernia-Rodano-Alpi) hanno stipulato un gemellaggio riconosciuto anche dall'Unione europea tra le due località, siglato dai sindaci allora in carica, Renzo Gavaz e Patrick Bourdaret.



LA PARTE MERIDIONALE DELLA PROVINCIA DI BELLUNO, IL REGNO DEI CALCARI E DELLE MOLASSE

In questa parte del territorio bellunese vi è un maggior uso di calcari e arenarie. Un esempio della prima tipologia è la Pietra di Castellavazzo, il materiale da costruzione più utilizzato, soprattutto per le opere di pregio. Si tratta di un calcare nodulare con sottili giunti marnosi che propone una varietà rossa e una grigia.
Diffuso dall'Alpago al Feltrino è invece l'utilizzo degli strati arenacei del Flysch; pur non essendo un materiale di pregio, la sua abbondanza e il fatto che si presenti già in blocchi squadrati ne hanno facilitato l'impiego in opere di vario tipo. Si rimanda alle pubblicazioni specialistiche per tutte le altre varietà di pietre utilizzate in provincia.

In alcuni settori, tuttavia, proprio durante il sollevamento della catena, la risalita di fluidi idrotermali ha comportato la dolomitizzazione di estese porzioni di calcari, modificandone la composizione chimica (in comune di Quero-Vas, presso il villaggio di Scalon si è intrapresa l'estrazione di sali di magnesio) e cancellando a volte le strutture originarie.
I calcari dolomitizzati sono stati spesso utilizzati come pietra da costruzione, almeno localmente dove sono abbondanti e facilmente accessibili; è il caso delle Masiere di Vedana (si veda la parte dedicata alle leggende in questo volume) in comune di Sospirolo, un vasto accumulo di frana con grandi blocchi calcarei più o meno dolomitizzati, oppure delle cave di Schievenin, in comune di Quero-Vas, che hanno fornito in passato il materiale per molte opere del territorio feltrino.
La medesima successione affiora anche sulla collina su cui è stato edificato il santuario dei Santi Vittore e Corona, le cui strutture principali sono in effetti costituite da calcari dolomitizzati.

Qui, dove le alte pareti montuose vengono sostituite da pendii più dolci e dalle piane alluvionali, la dolomia si ritrova sotto altre forme, solo apparentemente meno nobili: ad esempio, i ciottoli fluviali di varia composizione, ben arrotondati, venivano utilizzati in passato per realizzare (in tutto il bellunese) il cosiddetto *cogolà/codolà* (acciottolato), ovvero una pavimentazione formata da sassi ben smussati infissi in un substrato sabbioso, tipica delle zone rurali (in portici e stalle garantiva l'attrito necessario affinché gli animali non scivolassero; allo stesso tempo era un'alternativa, resistente e poco costosa, al pavimento in terra battuta), ma anche delle piazze e vie cittadine (Porta Rugo a Belluno).
Un altro impiego in cui si utilizzano ciottoli fluviali o glaciali è quello dei muretti a secco; opere "povere", ma realizzate con grande maestria e a volte con una scelta attenta dei materiali per forma e dimensione, sono spesso vere e proprie esposizioni delle diverse litologie presenti.
Lungo il Piave o il Cordevole, i due principali corsi d'acqua che attraversano la parte alta della provincia per poi incontrarsi in Valbelluna, provenendo rispettivamente da nord-est e da Nord-Ovest, sono abbondanti i ciottoli di composizione dolomitica, sia perché queste litologie affiorano diffusamente nei loro bacini montani, sia perché sono alquanto resistenti all'erosione e quindi "sopravvivono" meglio di altre.

IL SANTUARIO DEI SANTI VITTORE E CORONA E I SUOI ANTICHI CAPITELLI

Il Santuario verso il quale i feltrini presentano una forte devozione fu costruito nel XI secolo, direttamente sulla roccia calcarea del Monte Miesna. Il culto dei due santi martiri è diffuso nel territorio limitrofo, ma si estende anche ad alcune zone circostanti e si festeggia il 14 maggio convenendo collettivamente sul colle.
Il basamento esterno è tutto in calcari dolomitizzati mentre la chiesa non presenta la classica cripta delle strutture di questo tipo proprio perché poggia sulla roccia, dominando il territorio feltrino sottostante e la valle del fiume Piave.
Fu posto, molto probabilmente, su una struttura precedente di tipo difensivo. È il più importante edificio romanico della Provincia di Belluno in quanto gli altri sono stati manomessi o non sono più riconoscibili come tali. La datazione si pone attorno al 1096 per la presenza dell'arca del nobile crociato Giovanni Da Vidor posizionata nell'abside con funzione di *martyrium* – inizialmente a terra e rialzata solo in un secondo momento - legato al culto dei martiri, anche se la data a volte viene messa in discussione.
Nei suoi mille anni di vita il complesso, formato da basilica, chiostro e convento, ha subito varie trasformazioni per rifacimenti, reimpieghi, dissesti da terremoti, cambiamenti dovuti alle diverse congregazioni a cui fu affidato, interventi otto-novecenteschi e restauri più recenti.

La zona absidale poteva venir fruita su tre livelli e creava un percorso legato al pellegrinaggio che qui si portava a compimento dal momento che i devoti entravano dal lato orientale.
La navata è certamente interessante anche per la presenza di pitture murali databili dal XII al XXI secolo, così come l'intero complesso del santuario. Ciò che qui ci interessa sono i dieci capitelli intarsiati a forma cubica scantonata che circondano la zona loggiata sviluppata sui tre lati dell'abside. Dalle indagini litopiche veniamo infatti a sapere che le colonne sono in marmo proveniente dall'isola di Marmara in Turchia, forse di recupero, mentre i capitelli sono di una dolomia comune nelle Prealpi Venete e nelle Dolomiti. La raffinata tecnica del niello caratterizza le decorazioni dei capitelli con iscrizioni in caratteri cufici o versi in arabo ("l'universo è Dio"): le colorazioni dipendono dall'uso del nero di vite (per la tinta nera) o dagli ossidi di ferro (che creano il colore rosso) aggiunti a una pasta oleosa e carbonato di calcio. Gli studiosi hanno ipotizzato sia che i capitelli siano frutto delle maestranze già attive nella Basilica di San Marco, sia che possano essere stati realizzati da maestranze greche e arabe per la tipica incrostazione a niello o a mastice. Alcuni storici ritengono oggi che abbiano operato maestranze locali o veneziane consapevoli di modelli bizantini che circolavano attraverso l'arte applicata. Pur essendo molto evidente l'affinità con i decori del monastero di san Nicola a Mesopotam, nell'odierna Albania, si è data la paternità a una bottega di provenienza greca.
Il caso dei capitelli trattati con un repertorio decorativo così elegante in una zona così a Nord è talmente raro che si è ritenuto degno di nota.
Attorno al Santuario si articola il *Sentiero natura* fruibile, con numerosi pannelli didattici e informazioni e tabellazioni con interessanti indicazioni sulla flora per le particolari caratteristiche del luogo.

IL CASTELLO DI QUERO

La fortezza di Castelnovo in calcari dolomitizzati si erge sulla stretta gola del Piave, originariamente a controllo del traffico via terra e via fiume, verso e dalla pianura trevigiana. Edificata nel XIV secolo per scopi militari e commerciali, divenne in seguito un palazzo-castello e ora, conservando il suo impianto originario, è casa di preghiera dei padri Somaschi che lo acquistarono nel 1924. Castelnovo è così chiamato perché sostituì un precedente fortilizio posto più a Sud, assaltato e smantellato nel 1196 dalle milizie di Gherardo de Taccoli, Vescovo di Belluno. L'attuale costruzione che poggia una delle due torri quasi direttamente sul greto del fiume, fu costruita dal capitano veronese Jacopo Crivelli, per conto della Serenissima, che fino alla caduta della Repubblica veneziana lo resse inviando castellani, esponenti di famiglie patrizie che vi rimanevano due anni con potere di giurisdizione sul territorio della pieve di Quero. Qui visse Girolamo Miani, fondatore dell'ordine dei Padri Somaschi e fratello del provveditore veneziano Luca. Nei secoli successivi conobbe vari passaggi di mano e spoliazioni, subendo gravi danneggiamenti nel corso della Prima Guerra Mondiale. La fortezza è composta da un corpo centrale con una volta per il passaggio dei carri e dei pedoni, che veniva chiusa con portali e a cui si accedeva con ponti levatoi. All'inizio del Cinquecento, sulla sponda opposta del Piave, in sinistra idrografica, fu eretta una torre utile come avamposto di controllo e necessaria per tendere una catena in ferro che bloccasse trasversalmente il passaggio delle zattere sul Piave. La torre venne accidentalmente distrutta nel 1885. Dal 2009 vi sono stati importanti lavori di restauro esterno del manufatto.

Pierio Valeriano, nel XVI secolo ricordava che "da Cesana si potrebbe navigare fino alle foci del fiume senza alcun timore né pericolo se dodici stadi dopo Castelnuovo non si protendesse nel largo letto del fiume il [...] promontorio di Quero con un'appendice rocciosa che, obliqua rispetto alla corrente, la costringe a rivolgersi indietro formando come un anfiteatro".

Si raggiunge facilmente attraverso la statale Feltrina SR348 che conduce a Treviso. Al km 41 o presso la borgata di Santa Maria (km 42,6) si imbocca la vecchia strada leggermente più bassa dell'attuale SR; portandosi a fianco della ferrovia si prosegue fino al Castello.

Sul col Maor di Quero, proteso sul Piave, sorge invece il Sacrario Militare Germanico ideato nel 1936-39 dall'architetto Robert Tischler, dove riposano le spoglie di 229 soldati appartenenti al Corpo Alpino Germanico e di 3232 soldati austroungarici caduti durante la Prima Guerra Mondiale.

BIBLIOGRAFIA

ADRIANO ALPAGO NOVELLO (a cura di), Castellavazzo un paese di pietra, la pietra di un paese, Neri Pozza, Vicenza, 1997

IVANO ALFARE LOVO, MICHELE TALO, Il recupero del sapere connesso alla lavorazione tradizionale dei materiali nel territorio del GAL Alto Bellunese. La Pietra, Centro consorzi, Belluno, 2004

MARINO BALDIN (a cura di), Il castello di Andraz e le miniere del Fursil: un itinerario storico culturale nelle Dolomiti, Marsilio, Venezia, tip. Ghedina, Cortina d'Ampezzo,1997

MARINO BALDIN (a cura di), Andraz Museum. Guida, [S.l.: s.n.], 2011

ALBA BARATTIN, FRANCESCO BACCHETTI (a cura di), L'oro di Cornia: la natura e gli uomini nel paesaggio delle Masiere di Vedana, Pro loco Monti del Sole, Sospirolo, 2015

MARIO FERRUCCIO BELLI, Giau e il muro della pace. Una storia di buon vicinato fra Cortina e San Vito di Cadore lunga sette secoli, Nuove Edizioni Dolomiti, Pieve d'Alpago, 1995

MARIO FERRUCIO BELLI, El Cianpanín. Storia del campanile di Cortina d'Ampezzo, La Cooperativa di Cortina, Cortina d'Ampezzo, 2009

MARIO FERRUCCIO BELLI, San Vito di Cadore. La chiesa pievanale e il campanile, Grafica Sanvitese, San Vito di Cadore, 2015

LIA CAMERLENGO, Gli dei e i selvaggi. Esempi di scultura nei giardini tra sei e Settecento, in FRANCESCO MONICELLI, Scultura in villa nella terraferma Veneta, nelle Terre dei Gonzaga e nella Marca Anonetana, Fondazione Cassa di Risparmio di Verona Vicenza Belluno e Ancona, San Giovanni Lupatoto, 2004

GIOVANNI CANIATO, L'estrazione e la commercializzazione della pietra nell'alta valle del Piave, in ALDINO Bondesan, GIOVANNI CANIATO, FRANCESCO VALLERANI, MICHELE ZANETTI, Il Piave, Cierre Edizioni, Sommacampagna (VR), 2000, pp. 254-257

VINCENZO CAPUTO, Archi e porte a Belluno, Istituto bellunese di ricerche sociali e culturali, Belluno, 2004

NICOLETTA CARGNEL, Deodat de Dolomieu: dalla scoperta alla nascita del turismo delle Dolomiti. Tesi di laurea in Geografia, rel. Cassi Laura. Firenze, Universita degli Studi, a.a. 2003/2004

FRANCESCO CARRARO, PAOLO GRANDESSO, UGO SAURO, Incontri con il Grappa - I segreti della geologia, Ed. Moro, Crespano del Grappa, 1989

ORIETTA CEINER VIEL, L'ascesa della famiglia Crotta e le miniere agordine nel '600. Ut leo fortis in adversis, Nuovi Sentieri, Belluno, 2005

CIRCOLO CULTURA E STAMPA BELLUNESE, ISTITUTO DI ISTRUZIONE SUPERIORE FOLLADOR - DE ROSSI (a cura di), La pietra veneta tra tradizione e innovazione: progetto 1: pietre delle Prealpi bellunesi e Dolomiti, DBS, Seren del Grappa, 2018

CIRCOLO CULTURA E STAMPA BELLUNESE (a cura di), Forgiare la natura. Pietra e metalli nella tradizione bellunese, DBS, Seren del Grappa, 2018

FABIO CODEN, Dall'Oriente all'Occidente: un caso esemplare di capitelli ad incrostazione di mastice a Nord di Venezia, in «Hortus Artium Medievalium», 20/2, 2014, pp. 830-841

FRANCO COLOMBARA, Pietre e marmi del Veneto. Geologia, arte, storia, Ed. Papergraf, Piazzola sul Brenta, 2013

FRANCESCO COMBA (a cura di), L'industria bellunese nei periodici locali, Collana Quaderni Documentare il lavoro, Castaldi, Feltre, 1997

PAOLA FAVERO, Dentro la montagna. Le Dolomiti tra leggende e geologia, Verona, Cierre, 2012.

PAOLO CONTE, SIMONETTA CHIOVARO, Le ville nel paesaggio prealpino della Provincia di Belluno, Charta, Milano, 1997

MARIO DAL MAS, ROBERTA M. DAL MAS, Le fontane di Belluno, Tipografia Piave, Belluno, 1993

GIULIANO DAL MAS (a cura di), La conca agordina cuore delle Dolomiti. Guida agli aspetti fisici, naturalistici, storici e artistici, 2. ed. riveduta e corretta, Pro Loco, Agordo, 2008

GIUSEPPE DE VECCHI, I maestri scalpellini e la pietra di Castellavazzo, a cura dell'Amministrazione comunale, 1962

STEFANO DE VECCHI, Paesaggi di pietra. Lavorare la pietra lungo il medio corso del Piave. Tipologie, Comune di Sedico, Sedico, 2001

ARTURO FROVA, Chiese gotiche cadorine, introduzione Giandomenico Zanderigo Rosolo, Nuovi Sentieri, Belluno, 2017

DANILO GIORDANO, LANDO TOFFOLET, Il paesaggio nascosto: viaggio nella geologia e nella geomorfologia del Parco Nazionale Dolomiti Bellunesi, Parco Nazionale Dolomiti Bellunesi, Feltre, 2002

MARIA SILVIA GUZZON, ANTONELLA GUZZON, Cadore. Architettura & arte, Tamari montagna, Bologna, 2008

MELANIA LUNAZZI, Belsazar Hacquet dal Tricorno alle Dolomiti: un viaggiatore del Settecento, Nuovi Sentieri, Belluno, 2010

LUISA MANFROI, Sulle tracce degli scalpellini, Comune di Cencenighe agordino, Belluno, 2012

MUSEO VITTORINO CAZZETTA. Guida al Museo Vittorino Cazzetta di Selva di Cadore, Belluno, Tipografia Piave, 2011

WALTER MUSIZZA, GIOVANNI DE DONÀ, I forti di Monte Ricco, Batteria Castello e Col Vaccher con le altre difese del campo trincerato di Pieve di Cadore (1866-1918), DBS-Danilo Zanetti, Feltre; Montebelluna, 2014

DANIELA PERCO, Uomini e pietre nella montagna bellunese, Provincia di Belluno, Belluno, 2002

CARLA PIRAZZINI, STEFANO PRACCHIA, STEFANIA BAVASTRO, Cortina d'Ampezzo, Castello di Botestagno. Indagini preliminari per un progetto di restauro e di valorizzazione. Campagne 2013 e 2014, in "NAVe. Notizie di Archeologia del Veneto", 3/2014, pp. 11-18

GIUSEPPE RICHEBUONO, Il confine politico della ladinia con il Veneto alla fine del 1700, "Ladinia", XI, 29 - III, 1987

ENRICO RIZZI, Dolomieu nelle Dolomiti, in LUIGI ZANZI, Dolomieu, Jacabook, Milano, 2003

PIERA SPADEA, GIUSEPPE FANTAUZZI, GIANPAOLO TREVISAN, Provenienza e uso di pietra dolomitica nell'architettura medievale del Friuli: nuovi dati dalla chiesa di San Odorico al Tagliamento, in Atti del III Congresso nazionale di archeometria, Patron, Bologna, 2005, pp. 131-140

CLEONICE VECCHIONE, Il Santuario dei santi Vittore e Corona. Storia e architettura, in Fabrizio Magani, Luca Majoli (a cura di), Tesori d'arte nelle chiese del bellunese. Feltre e territorio, Provincia di Bellluno, Bellunio, 2008, pp. 225-248

CRISTINA VELO, SILVIA PIEROBON, Portali lapidei. Schede di rilevamento dello stato di conservazione e proposte di intervento. Belluno, Feltre, Pieve di Cadore, Sedico, 2010

KARL FELIX WOLFF, I monti pallidi: leggende delle Dolomiti, Ed. Cappelli, Bologna, 1987

RENATO ZANOLLI, Fiabe e leggende delle Dolomiti, Il Marco Polo edizioni, Godega, 2011

BARTOLOMEO ZANON, Brevi notizie intorno alle miniere metalliche, cave di pietra e marmi, ed acque minerali esistenti fra le Alpi Noriche della Provincia di Belluno, in "Minerva Farmaceutica", febbraio-marzo, 1956, pp. 52-54.

C

TIROLO
(T. Bader)

1. LA FRANA DI TSCHIRGANT - L'ORIGINE DELLA ROCCIA DOLOMITICA ALL'INGRESSO DELLA VALLE DI ÖTZ (ÖTZTAL)

Tschirgant è la vetta principale dell'omonimo massiccio delle Alpi calcaree settentrionali composto da calcare e roccia dolomitica. Una grande frana, presumibilmente causata dalla ritirata del ghiacciaio, si è verificata 3000 anni fa. Inizialmente la massa del ghiacciaio stabilizzò i pendii sporgenti; tuttavia, in seguito al ritiro del ghiacciaio, questi diventarono sempre più instabili. Le masse di roccia vennero trascinate per diversi chilometri lungo la Valle dell'Inn, ostruendo la foce della Ötztal sul lato opposto della valle. Il ghiaione incolto ora si estende su una superficie di oltre dieci chilometri quadrati. Ulteriori segni di questo evento si possono osservare nell'area della "Weiße Wand" ("la parete bianca") sotto forma di linee di faglia situate sul fianco superiore della montagna. Provenendo dalla Valle dell'Inn e imboccando la Ötztal è inevitabile passare attraverso un paesaggio ricco di minuscole collinette, cavità e rocce frantumate, che una volta era considerato inutile per l'agricoltura. Ciò che accadde di conseguenza fu la formazione di una foresta, appena sfiorata dalla presenza dell'uomo, di nome "Sautener Forchet".

ACCESSIBILITÀ: liberamente accessibile
COMUNE: Haiming, Roppen, Sautens
COORDINATE GEOGRAFICHE: 47.255372, 10.845135
PROVINCIA: Tirolo Settentrionale

INFORMAZIONI UTILI

Il massiccio attorno all'omonimo Tschirgant è costituito da calcare di Wetterstein e dolomia. La frana imponente ha riportato alla luce le vene metallifere nell'area della "Weiße Wand", da cui, a partire dal XV secolo, si estraevano piombo, argento e zinco.

INDICAZIONI

Arrivando da Innsbruck, la zona della frana ai piedi del massiccio si raggiunge dall'autostrada Inntal A12. Prendere l'uscita Mötz e proseguire sulla strada statale 171 passando Studach e Silz in direzio-ne Haiming. Da Haiming proseguire sotto l'autostrada ed imboccare la strada parallela in direzione Ovest per 1,5 km fino a raggiungere il parcheggio. Dal parcheggio proseguire a piedi sulla strada fo-restale. Dopo circa 400 m, imboccare la carrareccia che porta alle scogliere di Tschirgant e seguirla fino a raggiungere la destinazione.

BIBLIOGRAFIA

L'Ufficio del governo provinciale del Tirolo (Amt der Tiroler Landesregierung), ordinanza del governo provinciale sulla dichiarazione della frana di Tschirgant come riserva naturale (Riserva Naturale di Tschirgant). Dipartimento di protezione ambientale, Innsbruck, 2008.
R. Klebelsberg, Nutzbare Bodenvorkommnisse in Nordtirol, Veröffentlichungen des Tiroler Lande-smuseum Ferdinandeum, 19, 1-56, 1939.

La frana di Tschirgant.

2. L'EX DISTRETTO MINERARIO DI FALKENSTEIN VICINO SCHWAZ: UN ACCESSO SOTTERRANEO ALLA ROCCIA DOLOMITICA

Dolomia di Schwaz.

I depositi di tetraedrite vicino alla città di Schwaz furono sfruttati durante il Medioevo all'interno dell'area costituita da Dolomia di Schwaz. Questo fatto trasformò la città in un centro dell'industria mineraria in un periodo in cui il settore minerario stava vivendo il suo momento di fioritura, intorno al XVI secolo. La dolomia portata in superficie è stata quindi trasformata in ghiaia e roccia frantumata. Anche se vari fattori economici portarono alla sospensione dell'estrazione nel 1957, non tutte le attività sotterranee furono interrotte definitivamente. Fu così posta una nuova pietra angolare per guidare la transizione dalle miniere a cava sotterranea nel 1958. Grazie alle sue proprietà fisiche, la "dolomia nera" estratta nella miniera di Wilhelm Erbstollen fu impiegata nella produzione di pavimentazioni in asfalto per la costruzione di strade. L'estrazione della Dolomia di Schwaz è stata sospesa dopo l'enorme caduta di massi a Eiblschrofen nel 1999. In prossimità della vecchia miniera di ghiaia, si trova la miniera "Silver Mine Schwaz", dove i visitatori possono salire sul treno della miniera nella cinquecentesca Sigmund Erbstollen. Sottoterra, i visitatori avranno l'occasione di osservare da vicino i depositi dolomitici, che un tempo venivano estratti dal non più accessibile Wilhelm Erbstollen.

ACCESSIBILITÀ: le ex aree minerarie sotterranee non sono accessibili al pubblico; i visitatori possono farsi un'idea dei depositi di dolomia sotterranei durante la visita alle miniere limitrofe.
COMUNE: Schwaz
INDIRIZZO: la vecchia strada
COORDINATE GEOGRAFICHE: 47.353672, 11.727441
PROVINCIA: Tirolo Settentrionale

INFORMAZIONI UTILI

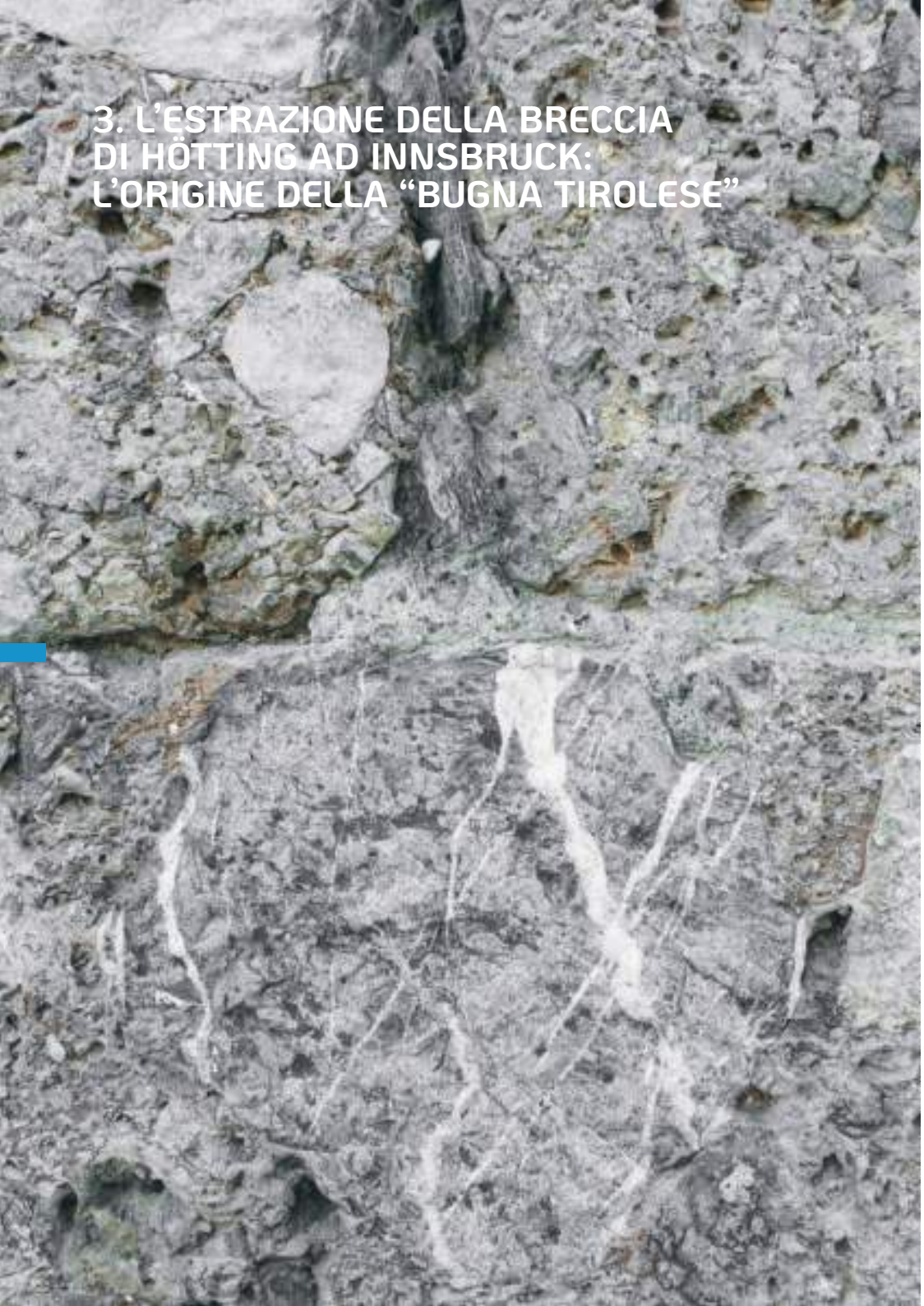
Secondo le comunicazioni ufficiali, l'estrazione sotterranea della dolomia a Falkenstein è stata interrotta temporaneamente e non è stata sospesa completamente. Teoricamente, la sua estrazione potrebbe essere ripresa, anche se tale risultato nel prossimo futuro sembrerebbe poco realistico.

INDICAZIONI

Occupando una posizione centrale nella valle dell'Inn, la miniera d'argento di Schwaz può essere raggiunta in auto tramite l'autostrada Inntal A12 (uscita Schwaz). Alla rotonda successiva, prendere l'uscita in direzione di Wörgl. Alla seconda rotonda proseguire dritto verso Wörgl e dopo circa 1 km sulla B 171, svoltare a destra in Bergwerksstraße. Si può parcheggiare nel parcheggio no. 2 dopo altri 600 m alla sinistra, oppure direttamente nel parcheggio n. 1 a destra dopo altri 100 m. Arrivando a Schwaz in treno, la miniera si può raggiungere in autobus (linea 1 o 2) direttamente dal centro città.

BIBLIOGRAFIA

R. Klebelsberg, Nutzbare Bodenvorkommen in Nordtirol, Veröffentlichungen des Tiroler Landesmu-seums Ferdinandeum – 019, 1939.
R. Bodner, Berg-Leute zur Ethnographie eines ausgebliebenen Bergsturzes am Eiblschrofen bei Sch-waz in Tirol, Dissertation an der Universität Innsbruck, 1999.
P. Hörhager, Vor 20 Jahren zerbrach der Eiblschrofen in Schwaz, Printausgabe der Tiroler Tageszeitung vom 07.07.2019.



3. L'ESTRAZIONE DELLA BRECCIA DI HÖTTING AD INNSBRUCK: L'ORIGINE DELLA "BUGNA TIROLESE"

La roccia dolomitica è presente nell'area urbana di Innsbruck, almeno come parte della breccia di Hötting. Le "Breccia di Höttinger" sono blocchi di pietra (bugne) naturali di eccezionale fascino, che provengono dai depositi di detriti solidificati della catena montuosa del Karwendel (calcare e dolomite). Con la loro forma prevalentemente angolare, questi elementi portanti formano i componenti della breccia di Hötting. Il nome deriva dalla composizione della roccia stessa fatta da pietre di macerie angolari saldamente unite grazie alla presenza di un legante. "Höttinger" si riferisce ai depositi di roccia sopra il distretto di Innsbruck denominato Hötting. Le numerose cave situate sopra la città vecchia testimoniano la denominazione della "breccia di Höttinger" come "bugna nel Tirolo". Questa roccia è stata utilizzata come pietra da costruzione a bugnato per secoli, grazie alla sua eccellente lavorabilità, alla sua resistenza ai fattori atmosferici, ma anche alla sua bellezza. Un affioramento particolarmente prominente della rossastra "breccia di Höttinger " è l'ex cava di Mayr con le sue fondamenta situate a 750 metri sul livello del mare. La cava aperta permette l'adeguato studio delle strutture geologiche sedimentarie ed oggi è particolarmente popolare nella zona per l'arrampicata offrendo salite di diverse lunghezze e vari gradi di difficoltà.

ACCESSIBILITÀ: dall'esterno
COMUNE: Innsbruck
INDIRIZZO: Höhenstraße
COORDINATE GEOGRAFICHE: 47.269380, 11.394134
PROVINCIA: Tirolo Settentrionale

INFORMAZIONI UTILI

La "breccia di Höttinger" si trova nelle sue due varietà: rossa e bianca. Esse si differenziano per la composizione e la proprietà dei materiali. La maggior parte degli edifici in Tirolo sono stati costruiti con la variante rossa della "breccia di Höttinger ", poiché la versione bianca è più porosa e quindi meno durevole. Per questo motivo, la varietà bianca è meno adatta come materiale da costruzione e viene utilizzata raramente.

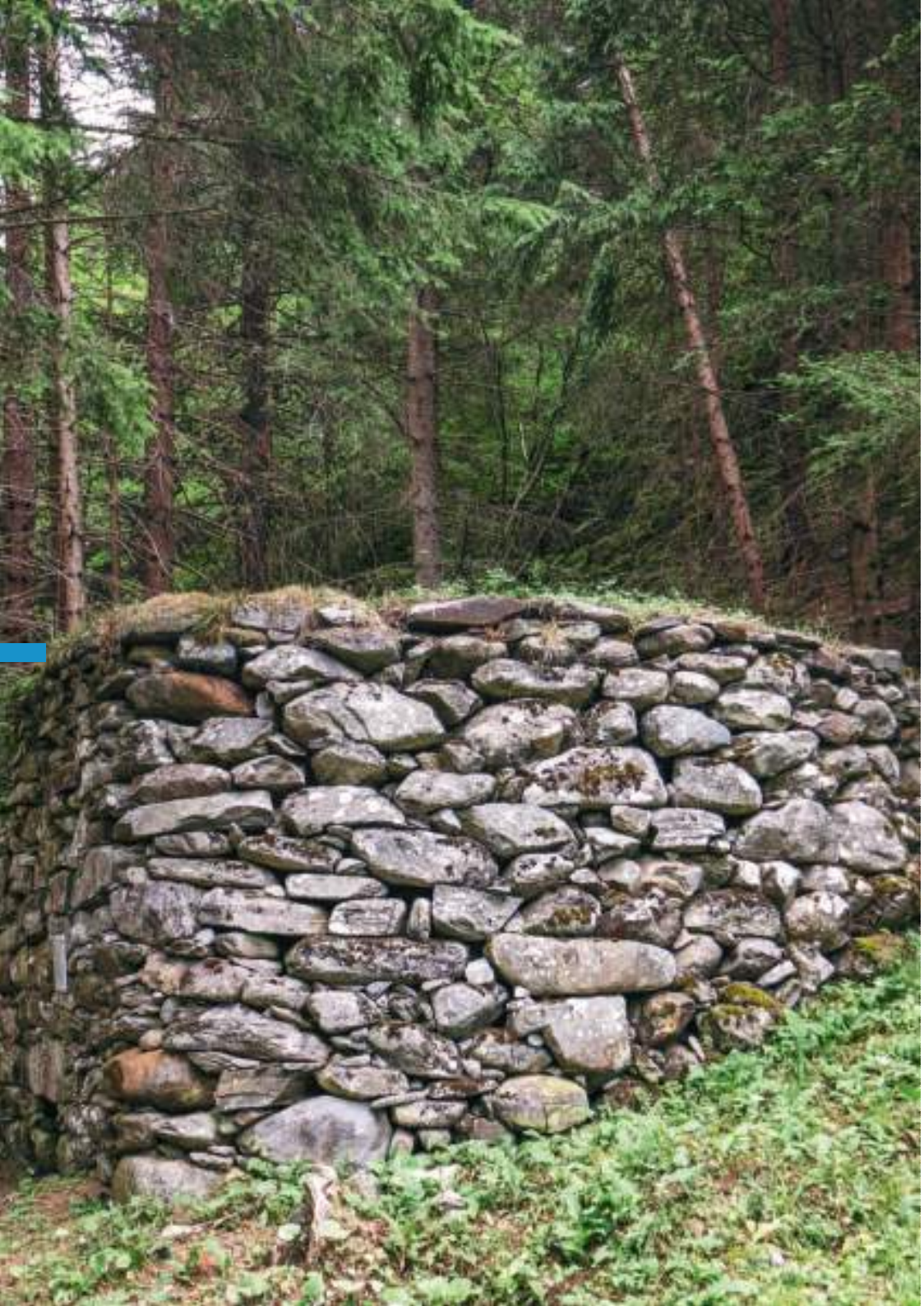
INDICAZIONI

Percorrere l'autostrada Inntal A12 in direzione Innsbruck; arrivati in città, seguire sempre le indicazioni per Hungerburg. Troverete un parcheggio sul lato opposto del parco di arrampicata vicino alla strada.

BIBLIOGRAFIA

U. Obojes, W. Hauser und P. W. Mirwald, Naturwerkstein und Denkmalpflege in Tirol – Stein als Baustoff, Forschungsobjekt und Kulturgut, Tiroler Kunstkataster und Tyrolia-Verlag, 2007.
R. Klebelsberg, Nutzbare Bodenvorkommen in Nordtirol, Veröffentlichungen des Tiroler Landesmu-seums Ferdinandeum – 019, 1939.
U. Obojes und C. Spötl, Die pleistozäne Rote Höttinger Breccie bei Innsbruck: eine warmzeitliche Bildung?, Bericht des Instituts für Erdwissenschaften der Universität Graz, 2004.

La breccia di Hötting.



4. LA CALCHERA DI KALS AM GROSSGLOCKNER: UN TESTIMONE SILENZIOSO DELLA PRODUZIONE DI CALCE IN TIROLO ORIENTALE

La trasformazione del calcare e delle rocce di dolomia in calce bruciata causticamente è una tradizione che fa parte dell'artigianato edile da secoli. Il processo di cottura della pietra e la realizzazione quindi della calce fa parte di una serie di competenze e conoscenze specifiche che venivano custodite dalle famiglie e tramandate alle generazioni successive. Tuttavia, è improbabile che i calcinai siano stati in grado di distinguere fra le rocce calcaree e quelle di dolomia. Nel comune di Kals sono state rilevate diversi tipi di calchere. Una calchera ben conservata si trova vicino a una cava di calce, che si estende a ridosso degli strati di ghiaia di Kals. Il materiale qui trovato mostra la presenza di roccia dolomitica ed è stato molto probabilmente usato come materia prima per la produzione dei leganti per realizzare la malta e il gesso.

ACCESSIBILITÀ: dall'esterno
COMUNE: Kals am Grossglocker
INDIRIZZO: la strada statale di Kalser
COORDINATE GEOGRAFICHE: 46.983765, 12.633582
PROVINCIA: Tirolo Orientale

INFORMAZIONI UTILI

Molti villaggi e fattorie nel Tirolo settentrionale e orientale avevano le loro calchere per la produzione di calce bruciata e di dolomia caustica calcinata. A metà del XX secolo, molto spesso la cottura artigianale della calce nelle calchere all'aperto fu sospesa per motivi economici e sostituita dalla produzione industriale.

INDICAZIONI

La fornace di calce di Kals am Großglocker si trova sul sentiero circolare di Kals nella fase 3 tra Arnig e Lana. Il punto di partenza è raggiungibile ad Arnig, sulla strada di Kals. Sulla riva sinistra del torrente Kalserbach troverete un ampio parcheggio all'inizio del sentiero ad Arnig (di fronte al ponte).

BIBLIOGRAFIA

J. Stark und B. Wicht, Geschichte der Baustoffe, Springer-Verlag, 2013.
A von Mersi, A. von Pfaundler und J. Röggel, Beiträge zur Geschichte, Statistik, Naturkunde und Kunst von Tirol und Vorarlberg, Zweiter Band, Wagner Verlag, 1826.

Calchera all'aperto sulle rive del Kalserbach.

La breccia di Höttinger come pietra da decorazione

5. IL CENTRO STORICO DI HALL IN TIROL - LA BRECCIA DI HÖTTINGER CONQUISTA IL TIROLO

Una delle città più belle del Tirolo - Hall in Tirol - si trova a dieci chilometri da Innsbruck lungo il fiume Inn. I palazzi eleganti sparsi nel centro storico medievale sono testimonianze del passato florido della città. Dopo un'attenta ispezione del centro storico di Hall, incontreremo una vecchia amica di Innsbruck, ossia la breccia di Höttinger.
Come ad Innsbruck, è il materiale predominante anche qui. È stato il materiale prediletto per gli stipiti di finestre, le cornici dei portici ed altri elementi architettonici. Le proprietà della breccia di Höttinger che includono, in via esemplificativa, l'elevata lavorabilità e la resistenza ai fattori climatici, sono state apprezzate anche ad Hall. Per questo motivo, la breccia di Höttinger è stata trasportata lungo il fiume sin dal XII secolo. Fu solo con l'arrivo del XIX secolo che venne sempre meno utilizzata nell'edilizia in seguito all'introduzione di materiali da costruzione moderni. La resistenza delle brecce di Höttinger è evidenziata dal fatto che i danni causati delle intemperie sono dovuti principalmente alle impurità superficiali e al loro conseguente scolorimento.

ACCESSIBILITÀ: liberamente accessibile
COMUNE: Hall in Tirol
INDIRIZZO: Oberer Stadtplatz
COORDINATE GEOGRAFICHE: 47.281692, 11.507533
PROVINCIA: Tirolo Settentrionale

INFORMAZIONI UTILI

Grazie alla produzione di sale, la città di Hall divenne famosa come indiscussa potenza economica del Nord Tirolo durante il Medioevo. La città divenne un importante centro di commercio e di distribuzione sul fiume Inn già durante il Medioevo. A partire dalla metà del XV secolo, la zecca del so-vrano fu trasferita ad Hall, contribuendo in modo significativo all'ulteriore sviluppo economico dell'area.

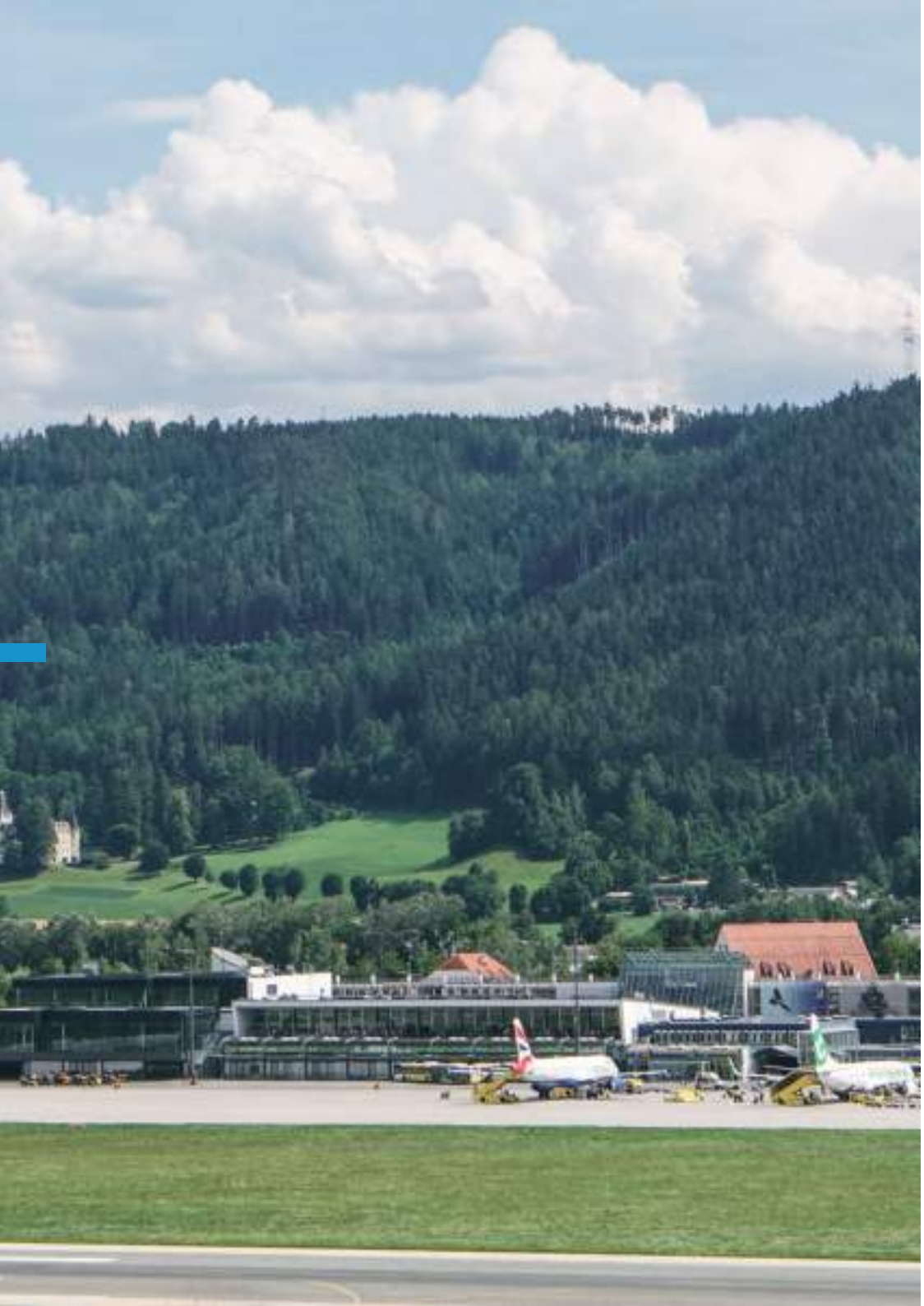
INDICAZIONI

Per raggiungere il centro storico di Hall, prendere l'autostrada Inntal A12 fino all'uscita Hall Mitte. Ci sono parcheggi vicino al centro storico - Haller Parkgarage (P1) e Garage Untere Stadt (P2).

BIBLIOGRAFIA

R. Rampold, Kunstführer Tirol die 400 bedeutendsten Kunstschätze in Nord- und Osttirol, Tyrolia-Verlag, 2014.
U. Hofer, Aus welchem Stein ist Hall gebaut? Ein Inventar der Naturbausteine an den Fassaden der Alt-stadt, Forum Hall in Tirol. Neues zur Geschichte der Stadt, Band 1, Ablinger.Garber Verlag, 2006.

La breccia di Höttinger come pietra da decorazione.



6. LA PISTA DELL'AEROPORTO DI INNSBRUCK - PIETRA DOLOMITICA NELLA COSTRUZIONE DI STRADE

L'aeroporto di Innsbruck (IATA: INN), inaugurato nel 1948 nella sua posizione corrente ad Ovest del centro città, si trova nel cuore delle Alpi. In termini di numero annuale di passeggeri, è il terzo aeroporto più grande in Austria dopo quelli di Vienna e Salisburgo. La pista lunga 2000 metri è un tipico esempio dell'uso moderno della roccia dolomitica come aggregante nella costruzione di strade. La pietra di dolomite frantumata è stata utilizzata per il rinnovo della pista nel 1999. La roccia proviene dalla cava sotterranea di Schwaz, nel Tirolo Settentrionale. Arrivando in Tirolo in aereo ed atterrando ad Innsbruck, si entra inconsapevolmente in contatto con l'utilizzo odierno della dolomia.

ACCESSIBILE: terrazza visitatori
COMUNE: Innsbruck
INDIRIZZO: Fürstenweg
COORDINATE GEOGRAFICHE: 47.257529, 11.351029
PROVINCIA: Tirolo Settentrionale

INFORMAZIONI UTILI

A causa della sua posizione nella valle dell'Inn, l'aeroporto di Innsbruck presenta delle correnti particolarmente forti che possono essere piuttosto impegnative le operazioni per i piloti. Il decollo e l'atterraggio sono possibili solo in una direzione e talvolta i piloti sono costretti a sorvolare le catene montuose circostanti per manovrare l'aereo pronto per l'atterraggio.

INDICAZIONI

L'aeroporto di Innsbruck si trova nel quartiere Höttinger Au nella parte occidentale di Innsbruck. Se arrivate in auto da Garmisch-Patenkirchen o Bregenz, potete raggiungere l'aeroporto tramite l'au-tostrada A12 Inntal. Prendete l'uscita per Kranebitten. Arrivando da Brennero/Bolzano o Kufstein/Monaco, prendere l'uscita per Innsbruck Ovest. L'aeroporto di Innsbruck è comodamente raggiungibile con l'autobus (linea F). Si consiglia di muoversi con anticipo di circa 20 minuti per ar-rivare al terminal principale dell'aeroporto dalla stazione ferroviaria.

BIBLIOGRAFIA

A. Duller, Die Auswirkungen des derzeitigen Flugverkehrs in Österreich, Diplomarbeit an der Universi-tät Klagenfurt, 2005.
N. Strozzi, Das hat der Berg noch nicht gesehen, Nicole Strozzi, Tiroler Tageszeitung Onlineausgabe vom 25.10.2015.

La pista dell'aeroporto di Innsbruck utilizza la roccia dolomitica come aggregante.

7. LA DOLOMIA COME PIETRA MONUMENTALE A ST. JOHANN IN TIROL

Vicino alla passeggiata Redfod nella cittadina di St. Johann in Tirol si trova una lapide straordinaria. Il monumento è costituito da un massiccio blocco di pietra dolomia con un rilievo rotondo della Vergine Maria e una placca rettangolare di bronzo recante la scritta "1809 - 1984". L'anno 1809 segna l'anno in cui il popolo tirolese insorse contro i suoi occupanti bavaresi. Il memoriale fu inaugurato nel 1984 con l'aiuto del Soroptimist Club di Kitzbühel per commemorare il 175 ° anniversario della rivolta. Desiderio dei membri dell'associazione era far risaltare il ruolo economico spesso dimenticato o sottovalutato delle donne durante i conflitti armati nel periodo dal 1809 al 1984.

ACCESSIBILE: dall'esterno
COMUNE: St. Johann in Tirol
INDIRIZZO: Redford Promenade
COORDINATE GEOGRAFICHE: 47.527016, 12.427955
PROVINCIA: Tirolo Settentrionale

INDICAZIONI

È possibile raggiungere il monumento a St. Johann in Tirol tramite l'autostrada Inntal A12. Uscire dall'autostrada a Wörgl-Ost e seguire le indicazioni per St. Johann in Tirol. Numerosi parcheggi a pagamento si trovano nel centro della città; il parco con la lapide è a pochi passi dal centro, camminando lungo la passeggiata dove il torrente Fieberbrunn sfocia nel torrente Kitzbühel.

BIBLIOGRAFIA

V. Hofer, Ein Stein mit vielen Erinnerungen, Printausgabe der Tiroler Tageszeitung vom 13.08.2014.

Il monumento in dolomia con placca rettangolare in bronzo e rilievo rotondo della Madonna sulla passeggiata Redford a St. Johann in Tirol.

Roccia dolomitica nell'ex cava di Wattenberg

8. MARMO DI WATTENTAL - ROCCIA DOLOMITICA NELLA CAVA VICINO A WATTENBERG

Il "Marmo di Wattentaler" è una roccia dolomitica di colore grigio chiaro che fu scavata sopra la strada che conduce a Wattener Lizum. La cava vicino a Wattenberg aprì nel 1938 ed attualmente non è operativa. La roccia dolomitica a particelle fine veniva scavata a volate e fu utilizzata come materiale da costruzione per i muri di sostegno della strada verso Wattener Lizum, ma anche per la costruzione delle case private a Wattenberg e Wattens e infine per l'area di addestramento Lizum / Walchen (area militare riservata).

ACCESSIBILE: dall'esterno
Comune: Wattenberg
INDIRIZZO: Wattentaler Landstraße
COORDINATE GEOGRAFICHE: 47.244952, 11.622612
PROVINCIA: Tirolo Settentrionale

INDICAZIONI

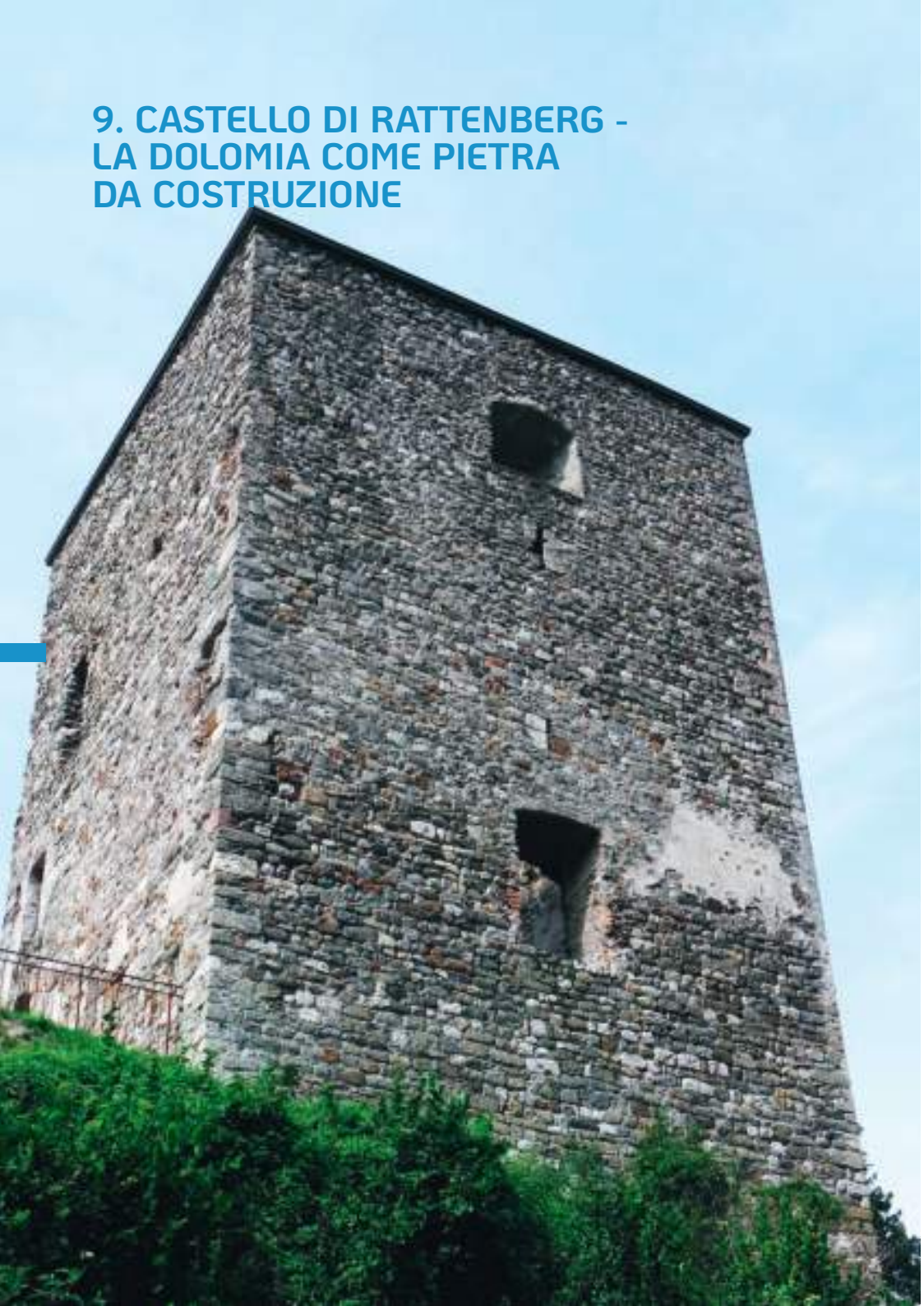
È possibile raggiungere l'ex cava tramite l'autostrada Inntal A12. Procedere fino all'uscita Wattens e alla rotonda proseguire verso il centro città (prima uscita). Seguire le indicazioni per Wattenberg. Dopo aver raggiunto il Mühle Inn a Wattenberg, procedere per circa 2 km sulla strada statale, dove alla sinistra si trova una strada sterrata che porta alla cava.

BIBLIOGRAFIA

M. Unterwurzacher, Tiroler Marmorbaue und bedeutende Vorkommen, Veröffentlichungen des Tir-oler Landesmuseums Ferdinandeum, 87, 205-220, 2007.

Roccia dolomitica nell'ex cava di Wattenberg.

9. CASTELLO DI RATTENBERG - LA DOLOMIA COME PIETRA DA COSTRUZIONE



Il precipizio delle pendici meridionali delle Alpi di Kitzbühel emerge improvvisamente sul fiume Inn, proprio nel mezzo della Inntal, tra Wörgl e Schwaz. La sua posizione strategicamente importante fu la ragione della costruzione del castello di Rattenberg. Un discendente della casata aristocratica bavarese di Rapotonen iniziò la costruzione del maniero intorno all'anno Mille. Dell'originale complesso di fortificazioni situato nella zona dell'ex confine tra la Baviera e il Tirolo, si possono ancora vedere alcune parti conservate della cinta muraria e del torrione, per la costruzione dei quali fu usata anche la pietra dolomia. Nel corso della sua storia movimentata il castello, che inizialmente apparteneva alla Baviera, fu donato più volte al Tirolo, prima che diventasse finalmente una parte integrante del territorio tirolese nel 1504 sotto il dominio dell'Imperatore Massimiliano I. La sua posizione strategica nella Inntal divenne la ragione per l'espansione del maniero nel XVI secolo fino a quando non divenne una fortezza moderna simile a quella di Kufstein. Il castello di Rattenberg ebbe la funzione di fortezza fino al XVIII secolo quando fu abbandonato e divenne, pian piano, un rudere. Il comune di Rattenberg acquistò le rovine del castello nel 1905 e da allora ha svolto numerosi lavori volti mirati alla sua conservazione e al suo restauro.

ACCESSIBILE: dall'esterno
COMUNE: Rattenberg
COORDINATE GEOGRAFICHE: 47.439086, 11.893368
PROVINCIA: Tirolo Settentrionale

INFORMAZIONI UTILI

Oggi la collina del castello funge da piattaforma panoramica; in estate è anche la sede del Ratten-berger Schlossbergspiele (Festival teatrale del castello).

INDICAZIONI

Le rovine del castello di Rattenberg si possono raggiungere tramite l'autostrada Inntal A12. All'uscita di Kramsach seguire la strada statale Kramsacher, attraversando il fiume Inn. Alla rotonda prendere la quarta uscita (Rattenberg) e poi svoltare a sinistra verso la Südtirolerstraße. Partendo dal parcheggio P1 Rattenberg, seguire le indicazioni "Zum Schlossberg" ("verso il castello") a piedi, e dopo circa 15 minuti raggiungerete il complesso fortificato.

BIBLIOGRAFIA

J. Weingartner u. M. Hörmann-Weingartner, Die Burgen Tirols – Ein Burgenführer durch Nord-, Ost- und Südtirol, Tyrolia-Verlag, 1981.
B. Pinzer u. E. Pinzer, Burgen, Schlösser und Ruinen in Nord- und Osttirol, Edition Löwenzahn, 1996.

Castello romanico a pianta quadrata e muratura di dolomia.

10. LA CHIESA DI SAN GIORGIO A KALS AM GROSSGLOCKNER - PIETRA DOLOMITICA COME LEGANTE PER INTONACO

La chiesa di San Giorgio si trova nel mezzo di un prato vicino alla riva del torrente Kalserbach ed è un esempio classico di una chiesa campestre in stile romanico del XIII secolo (la chiesa fu menzionata per la prima volta nei documenti nel 1366). La chiesa si presenta come uno stretto edificio a navata unica con abside semicircolare; il suo massiccio torrione quadrato è rivolto verso nord. L'interno della chiesa contiene alcuni antichi affreschi realizzati sulla muratura ricoperta di malta. Il legante dell'in-tonaco è fatto di calce di dolomia, che probabilmente fu realizzata in una delle fornaci da calce a Kalser Tal.

ACCESSIBILITÀ: liberamente accessibile
COMUNE: Kals am Grossglockner
COORDINATE GEOGRAFICHE: 47.006783, 12.643648
PROVINCIA: Tirolo Orientale

INDICAZIONI

La chiesa si trova nel distretto di Unterburg ed è raggiungibile tramite la strada statale Kalser. Andare in direzione del villaggio di Großdorf sulla strada Kalser. Attraversato il torrente Kalser, la chiesa si trova sul prato alla sinistra.

BIBLIOGRAFIA

R. Rampold, Kunstführer Tirol die 400 bedeutendsten Kunstschätze in Nord- und Osttirol, Tyrolia-Verlag, 2014

La chiesa di San Giorgio a Kals am Grossglockner.

11. LE ROVINE DI KUNDLBURG - ROCCIA DOLOMITICA COME PIETRA DA COSTRUZIONE

Un tempo Kundlburg si estendeva su tutta la zona collinare sopra "Kundler Klamm" (ossia, la "gola di Kundl"); attualmente solo alcune parti della facciata - segmenti del muro occidentale - ed il castello permangono ancora intatti. La prima citazione documentale di Kundlburg risale all'anno 1213; sembrerebbe poi che il castello fosse già in rovina nel XV secolo. La muratura del castello fu costruita con pietre sbozzate in maniera rudimentale (usando anche la roccia dolomitica) provenienti dal fiume Wildschönauer Ache che scorre attraverso il massiccio roccioso dolomitico Kundler Klamm prima di irrompere nella valle dell'Inn e sfociare nell'omonimo fiume. L'attuale comune di Kundl si trova sopra il conoide alluvionale che lungo i secoli si formò all'ingresso della gola.

I resti del castello di Kundlburg sopra la gola.

ACCESSIBILITÀ:liberamente accessibile
COMUNE: Kundl
INDIRIZZO: Schießstandweg
COORDINATE GEOGRAFICHE: 47.460333, 11.990333
PROVINCIA: Tirolo Settentrionale

INFORMAZIONI UTILI

Gli affluenti del fiume Inn che scorrono attraverso le valli laterali densamente alberate (ad esempio il Wildschönauer Ache) furono usati per la fluitazione del legname fino al XX secolo. I boscaioli facevano cadere i tronchi degli alberi nei fiumi straripanti in primavera, che in seguito venivano prelevati dal fiume Inn.

INDICAZIONI

Le rovine del castello si trovano su una scogliera rocciosa che domina l'ingresso della gola di Kundler. È possibile raggiungere il castello decrepito dall'autostrada Inntal A12; prendere l'uscita Wörgl-West e proseguire sulla B171 in direzione Kundl. Quindi seguire Schießstandweg fino in fondo. Da lì si segue a piedi la strada forestale in salita per 20 minuti.

BIBLIOGRAFIA

J. Weingartner u. M. Hörmann-Weingartner, Die Burgen Tirols – Ein Burgenführer durch Nord-, Ost- und Südtirol, Tyrolia-Verlag, 1981.
B. Pinzer u. E. Pinzer, Burgen, Schlösser und Ruinen in Nord- und Osttirol, Edition Löwenzahn, 1996.

12. CHIESA DEI SANTI PIETRO E PAOLO SUL COLLE KIRCHBICHL A LAVANT - ROCCIA DOLOMITICA COME PIETRA DA COSTRUZIONE

L'ingresso della chiesa dei Santi Pietro e San Paolo sulla cima di Kirchbichl a Lavant.

Visibile da lontano dalla valle del fiume Drava, il Lavant Kirchbichl sorge nel comune di Lavant, ed è uno dei luoghi di culto storicamente più significativi ma anche più particolari del Tirolo. La chiesa, dedicata agli apostoli Pietro e Paolo, si trova sopra la chiesa di St. Ulrich, luogo di pellegrinaggio sulla cima della montagna. I recenti scavi suggeriscono che, laddove si trova la chiesa attuale, un tempo sorgeva l'antico castello di Lavant. In seguito al graduale declino e alla successiva demolizione del castello, la costruzione della attuale chiesa iniziò intorno al XV secolo. La parte basale della muratura è realizzata con pietra dolomia lavorata come pietra da costruzione ornamentale, formando così un contrappunto visivo sulla facciata della chiesa intonacata.

ACCESSIBILITÀ: liberamente accessibile
COMUNE: Lavant
INDIRIZZO: Lavant Kirchbichl
COORDINATE GEOGRAFICHE:
46.795532, 12.834683
PROVINCIA: Tirolo Orientale

INFORMAZIONI UTILI

Numerosi cuboidi di marmo romano riutilizzati fanno parte dei lati della base della navata. Uno dei cuboidi in marmo rappresenta una carrozza romana.

INDICAZIONI

La chiesa dei Santi Pietro e Paolo è arroccata sul "Lavanter Kirchbichl", sopra il luogo di pellegrinag-gio della chiesa di St. Ulrich. Si raggiunge percorrendo la strada che conduce a Lavant fino al parcheggio sotto Kirchbichl. Da lì si prosegue lungo il sentiero segnato verso la chiesa, visitando altri luoghi di interesse lungo il percorso.

BIBLIOGRAFIA

R. Rampold, Kunstführer Tirol die 400 bedeutendsten Kunstschätze in Nord- und Osttirol, Tyrolia-Verlag, 2014.
B. Pinzer u. E. Pinzer, Burgen, Schlösser und Ruinen in Nord- und Osttirol, Edition Löwenzahn, 1996

Pietre da costruzione dolomitiche lavorate alla base della facciata esterna.

13. IL "GASTHOF ZUM STERN" A OETZ - PIETRA DOLOMITICA COME MATERIA PRIMA PER INTONACO

L'edificio denominato "Gasthof zum Stern" si trova nel centro del comune di Oetz, all'ingresso dell'omonima valle. La locanda tardogotica è una locanda tradizionale tirolese con planimetria centrale, composizione regolare della facciata e vibrante decorazione del prospetto. La facciata a capanna rivolta verso Nord presenta un arco con bifore ampiamente smussato con una finestra della tipologia "Erker" pentagonale arroccata sopra l'arco d'ingresso. Le raffigurazioni su questo lato della facciata rappresentano non solo riferimenti alla cultura locale, ma anche scene della Controriforma ispirate all'Antico Testamento. I dipinti della facciata sono stati realizzati grazie all'utilizzo di intonaco sulla muratura con un legante in calce di dolomite. Gli Intonaci e le malte sono esempi classici dell'uso storico della roccia dolomitica in Tirolo come materia prima per la produzione di leganti.

ACCESSIBILITÀ: dall'esterno
COMUNE: Oetz
INDIRIZZO: Kirchweg
COORDINATE GEOGRAFICHE:
47.203843, 10.898599
PROVINCIA: Tirolo Settentrionale

INFORMAZIONI UTILI

L'uso della calce pura come legante per malte e intonaci può essere descritto con il ciclo di vita del calcare. Durante il processo di combustione il carbonato di calcio viene trasformato in ossido di calcio (ossia calce bruciata), rilasciando anidride carbonica. Mediante il processo dell'idratazione a secco dell'ossido di calcio, l'acqua viene versata sulla calce viva, trasformandola così in idrossido di calcio, ovvero calce spenta. L'idrossido di calcio viene utilizzato come legante per la preparazione di intonaco o malta. Dopo l'applicazione della malta e/o dell'intonaco sull'edificio, l'idrossido di cal-cio reagisce con l'anidride carbonica nell'atmosfera e forma carbonato di calcio (calce). A causa del contenuto di magnesio della pietra dolomitica, oltre all'ossido di calcio, si forma anche ossido di magnesio ogni volta che questa roccia viene utilizzata nella costruzione. Durante l'idratazione a secco, entrambi i composti vengono sostituiti chimicamente da idrossido di calcio e idrossido di magnesio. Il completamento della costruzione e la conseguente polimerizzazione del legante provoca la riformazione del carbonato di calcio e, con qualche ritardo, anche del carbonato di magnesio. È un fatto curioso che questo processo causi la creazione di carbonato di calcio e carbonato di magnesio e non di dolomia, che era il prodotto iniziale.
Per questo motivo, non è presente lo stesso ciclo vitale del calcare quando si utilizza la dolomite come legante.

INDICAZIONI

La locanda Gasthof zum Stern si trova nel centro di Oetz. Percorrendo l'autostrada Inntal A12 uscire a Haiming - Ötztal e procedere sulla B186 (strada principale) fino all'uscita Sautens. La locanda si trova a breve distanza a piedi dall'ufficio di informazione turistica di Ötztal a Oetz, lungo la strada del paese e proseguendo per Kirchweg.

BIBLIOGRAFIA

R. Rampold, Kunstführer Tirol die 400 bedeutendsten Kunstschätze in Nord- und Osttirol, Tyrolia-Verlag, 2014
A. Diekamp, Bindemitteluntersuchungen an historischen Putzen und Mörteln aus Tirol und Südtirol, Dissertation an der Universität Innsbruck, 2014.

Il lato nord della locanda "Gasthaus zum Stern" impreziosito da numerosi dipinti murali.

Il lato ovest della locanda.

14. LA COTTURA DELLA CALCE IN “SAUTENER FORCHET”

Circa 3.000 anni fa, la frana rocciosa di Tschirgant precipitò sui tratti inferiori della Valle di Ötz (Ötztal). Gli accumuli di detriti hanno creato delle piccole colline tra Haiming, Sautens e l’imbocco della Ötztal. L’area considerata poco adatta all’agricoltura fu trasformata in una zona boschiva. Nel XVI secolo, la popolazione locale scoprì che il terreno offriva le condizioni ideali per la cottura della calce. Il materiale precipitato (roccia calcarea e dolomia) veniva usato come materia prima; la foresta vicina forniva il materiale necessario per la cottura. La vecchia calchera a forma di cupola situata a Rammelstein, raggiunge i due metri e mezzo di altezza e ha un diametro di tre metri e mezzo. Prima che inizi la cottura, le pietre ricavate dalla frana vengono stratificate nella calchera, lasciando un po’ di spazio tra i singoli blocchi di pietra vicino al fondo della fornace, in modo che il legno necessario per mantenere la temperatura possa essere inserito nella calchera nei giorni successivi. La calchera storica e quella ricostruita di recente a “Sautener Forchet”, ci possono dare un’idea di questo mestiere ormai perduto ma che nel passato fu una delle principali fonti di sostentamento per molte famiglie locali.

L’antica calchera restaurata a Sautener Forchet costruita a strati con pietre di cava tra cui roccia do-lomitica.

La calchera costruita nel 2004 nel parco avventura a Sautens.

ACCESSIBILITÀ: dall’esterno
COMUNE: Sautens
INDIRIZZO: la strada del villaggio
COORDINATE GEOGRAFICHE: 47.212640, 10.845323 (calchera nuova)
PROVINCIA: Tirolo Settentrionale

INFORMAZIONI UTILI

Rispetto alle loro omologhe moderne, le vecchie calchere hanno un impianto di cottura diverso. Per poter usare le calchere moderne, la calce viene mescolata con il materiale da combustione (coke) già prima di versarla nella fornace. Nelle vecchie calchere, invece, il fondo viene coperto con il materiale da combustione (legno) all’inizio, per poi riempirle con blocchi di calcare accatastati a strati.

INDICAZIONI

La calchera restaurata fa parte del parco avventura e si trova vicino al campo sportivo nel comune di Sautens. Guidando sull’autostrada Inntal A12, prendere l’uscita Haiming - Ötztal e procedere sulla B186 (strada principale) fino all’uscita Sautens. A Sautens seguire la strada del paese fino al campo sportivo di SK Sautens. Ci sono disponibili parcheggi. Entrambe la vecchia e la nuova calchera sono raggiungibili a piedi tramite il “Geoweg Roppen - Sautens”.

BIBLIOGRAFIA

L. Auer, Chronik Sautens – Kalkbrennen in Sautens, 2009.

15. IL CENTRO STORICO DI INNSBRUCK - LA DOLOMIA UTILIZZATA COME COMPONENTE DELLE BRECCE DI HÖTTINGER

Una passeggiata nel centro storico della città porta immediatamente all’attenzione gli elementi rossastri sulle facciate, sulle fondamenta e sugli ornamenti della cattedrale di Innsbruck che definisce il paesaggio urbano. Le stesse osservazioni valgono per l’arco trionfale e molti altri edifici residenziali e commerciali. A prima vista, considerando la tipica colorazione rossastra di questa roccia, non sembrerebbe che in un senso più ampio, il concio sia di dolomia. In questo caso, la dolomia fa semplicemente parte delle pietre naturale chiamata “brecce di Höttinger.” Questo tipo di roccia proviene dai depositi di detriti del periodo interglaciale, situato sul versante meridionale della Nordkette (la catena montuosa del nord) ed è composto da arenaria, calcare e dolomite. I singoli componenti hanno bordi e spigoli e sono avvolti in polvere di roccia (roccia carbonatica e arenaria rossa) la cui colorazione può variare dal grigio-giallastro al rossastro. La polvere di roccia fine lega i diversi componenti e rende la pietra robusta. Grazie all’eccellente lavorabilità, alla loro bellezza e alla loro resistenza relativamente elevata alle intemperie, le brecce di Höttinger divennero il materiale da costruzione più diffuso ad Innsbruck.

L'arco trionfale si trova all'estremità meridionale dell'attuale Maria-Theresien-Straße e rappresenta, storicamente parlando, l'ingresso sud della città.

La Cattedrale di San Giacomo di Innsbruck fu costruita per la maggior parte usando la breccia di Höttinger.

ACCESSIBILITÀ: liberamente accessibile
COMUNE: Innsbruck
INDIRIZZO: Città Vecchia
COORDINATE GEOGRAFICHE: 47.268505, 11.393336
PROVINCIA: Tirolo Settentrionale

INFORMAZIONI UTILI

Quasi tutti gli ornamenti degli edifici gotici nel centro storico di Innsbruck sono realizzati in bugn-to naturale di breccia di Höttinger. La pietra è caratterizzata da una naturale luminosità e da aree d'ombra, nonché dai differenti colori dei suoi componenti. Queste caratteristiche soddisfano la ri-cerca gotica della "luce in movimento".

INDICAZIONI

Per raggiungere la parte vecchia di Innsbruck, si consiglia di evitare l'uso dell'auto e di arrivare in autobus o in treno. Il centro storico è a soli due chilometri dalla stazione centrale ed è facilmente raggiungibile con una piacevole passeggiata.

BIBLIOGRAFIA

U. Obojes, W. Hauser und P. W. Mirwald, Naturwerkstein und Denkmalpflege in Tirol – Stein als Baustoff, Forschungsobjekt und Kulturgut, Tiroler Kunstkataster und Tyrolia-Verlag, 2007.
R. Klebelsberg, Nutzbare Bodenvorkommen in Nordtirol, Veröffentlichungen des Tiroler Landesmu-seums Ferdinandeum – 019, 1939.
R. Rampold, Kunstführer Tirol die 400 bedeutendsten Kunstschätze in Nord- und Osttirol, Tyrolia-Verlag, 2014.
J. Gritsch, Tiroler Werksteine - wie sie der Kunsthistoriker sieht, Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum – 026-029,1946/49.

16. ROCCIA DOLOMITICA SUL KARNISCHEN KAMM - L'AFFIORAMENTO ALLA FINE DELLA WINKLERTAL

Lo stupendo affioramento di rocce dolomitiche, formato 400 MA, si può osservare nelle vicinanze del villaggio alpino di Kartitsch nella Winklertal. Le rocce massicce fanno parte delle Alpi Carniche estendendosi sulla larghezza intera della Winklertal. L'estrazione della roccia bianca della dolomia non ha avuto alcun successo economico duraturo nel passato; per questo motivo, al giorno d'oggi, si possono sentire solo i suoni rilassanti della cascata.

Rocce autoportanti di dolomia delle Alpi Carniche alla fine della Winklertal.

ACCESSIBILE: dall'esterno
COMUNE: Kartitsch
COORDINATE GEOGRAFICHE: 46.697385, 12.492998
PROVINCIA: Tirolo Orientale

INDICAZIONI

È possibile raggiungere l'affioramento vicino a Kartitsch prendendo l'autostrada del Brennero A22 (uscita Bressanone) o attraverso il Felbertauern arrivando da Kitzbühel. Tenere la strada verso Tassenbach, quindi svoltare verso Gailtal e seguire l'autostrada Gailtal (B111) fino al centro di Kartitsch. Dal centro seguire le indicazioni fino al parcheggio vicino al campo sportivo. Da lì è una cam-minata di 45 minuti circa lungo la strada forestale che sale dolcemente arrivando alla fine della Winklertal. All'incrocio seguire le indicazioni che conducono, attraverso la massicciata, fino alle cascate; dopo altri 15 minuti di cammino si raggiunge l'affioramento.

BIBLIOGRAFIA

R. Klebelsberg, Tiroler Werksteine, Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, 20–25, 247–264, 1940/45.

Finito di stampare
da Grafiche Antiga spa
Crocetta del Montello (TV)
ottobre 2020

stampato
con il sole