

Evoluzione geologica delle Alpi Carniche



Pubblicazioni del Museo Friulano di Storia Naturale, n. 48 - ISSN 1121-9548 - ISBN 978 888819251 4

DIREZIONE E REDAZIONE

Comune di Udine - Museo Friulano di Storia Naturale

Sede Legale: via Lionello 1, I-33100 UDINE

Sede Amministrativa: Via Marangoni 39 e 41, I-33100 UDINE

Direttore: Carlo Morandini

Redazione: Carlo Bianchini, Massimo Buccheri, Maria Manuela Giovannelli, Paolo Glerean, Giuseppe Muscio, Paola Visentini

Indirizzo dell'autore: Corrado Venturini, Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università degli Studi di Bologna, via Zamboni 67, I-40127 BOLOGNA

e-mail: corrado.venturini@unibo.it

Riproduzione anche parziale vietata. Tutti i diritti riservati.

CORRADO VENTURINI

EVOLUZIONE GEOLOGICA
DELLE ALPI CARNICHE

UN VIAGGIO ATTRAVERSO IL TEMPO

Pubblicazione n. 48

COMUNE DI UDINE
Edizioni del Museo Friulano di Storia Naturale
UDINE, 2006

*Alla memoria di mio Padre, Piero,
il cui ricordo è scritto indelebile
negli infiniti sentieri percorsi insieme,
negli affioramenti rocciosi
che ci conducevano a ritroso nel tempo
e, da oggi, anche in queste pagine,
che avrei voluto fosse riuscito a leggere.*

All'amico e geo-collega Giuseppe Muscio, Conservatore del Museo Friulano di Storia Naturale, va la mia riconoscenza per la disponibilità costante dimostrata durante tutte le fasi di stesura e redazione del volume e per il fattivo contributo dato al suo miglioramento.

Un grazie particolare anche all'insostituibile Luca Simonetto, a Claudia Spalletta, a Carlo Corradini, a Fabio Marco Dalla Vecchia, a Maurizio Ponton, a Carlo Bianchini e a Erika Gozzi, ai quali si deve la rilettura critica del manoscritto e la stesura delle didascalie di carattere paleontologico. A Luca Simonetto un supplemento di gratitudine per i numerosi consigli forniti e il reperimento del materiale paleontologico catalogato nelle collezioni del Museo. Sono anche grato all'amico Gigi E. Turco, realizzatore di quasi tutte le foto paleontologiche.

Grazie anche all'Editrice Tabacco che, con estrema cortesia, ha acconsentito alla riproduzione di alcuni stralci delle proprie carte topografiche alla scala 1:25.000 e alla ditta S.EL.CA. di Firenze che con professionalità e passione ha curato la stampa della "Carta Geologica delle Alpi Carniche". Concludo con un sincero ringraziamento a Carlo Morandini, Direttore del Museo Friulano di Storia Naturale, che da quasi 25 anni continua a darmi fiducia ospitandomi nelle pubblicazioni edite dal Comune di Udine.

1. Introduzione	pag. 9
2. Indietro nel tempo	pag. 11
3. Ordoviciano Superiore	pag. 19
(Fm. dell'Uqua)	
4. Siluriano	pag. 23
(Fm. di Nöbling, Fm. della Bischofalm, Calcari e marne)	
5. Devoniano Inferiore e Medio	pag. 29
(Calcari dolomitici e lastroidi, Calcari a tentaculiti, Calcareniti di transizione distali, Calcareniti di transizione prossimali, Calcari di piattaforma)	
6. Devoniano Superiore-Carbonifero Inferiore	pag. 41
(Calcari a goniatiti e climenie, Fm. di Zollner)	
7. Carbonifero Inferiore	pag. 47
(Fm. del Hochwipfel, Fm. del Dimon)	
8. Carbonifero. Orogenesi Ercinica	pag. 57
(Metacalcari listati, Marmi massicci, Metaclastiti)	
9. Carbonifero Superiore-Permiano Inferiore	pag. 67
(Fm. del Bombaso, Gruppo di Pramollo, Gruppo di Rattendorf, Gruppo del Trogkofel)	
10. Permiano Medio-Superiore	pag. 85
(Breccia di Tarvisio, Conglomerato di Sesto, Arenarie di Val Gardena, Fm. a Bellerophon)	
11. Triassico Inferiore	pag. 97
(Fm. di Werfen)	
12. Triassico Medio (Anisico)	pag. 107
(Fm. del Serla, Dolomia del Popera, Conglomerato di Piz da Peres, Conglomerato di Voltago, Conglomerato di Richthofen, Calcare di Morbiac, Fm. di Dont, Fm. del M. Bivera, Fm. dell'Ambata)	
13. Triassico Medio (Ladinico)	pag. 119
(Torbiditi d'Aupa, Vulcaniti del Rio Turriea, Dolomia dello Sciliar, Fm. di Buchenstein, Calcari del Clapsavon, Fm. di Wengen)	

14. Triassico Superiore (Carnico)	pag. 131
(Fm. di San Cassiano, Dolomia Cassiana, Fm. della Val Degano)	
15. Triassico Superiore (Carnico-Norico)	pag. 141
(Fm. di Dürrenstein, Fm. di Raibl, Dolomia Principale)	
16. Miocene. Orogenesi Alpina	pag. 149
17. Miocene Superiore-Pliocene Inferiore	pag. 163
(Ruditi del Monte Claupa)	
18. Pliocene. Orogenesi Alpina	pag. 169
19. Pleistocene	pag. 173
20. Olocene-Presente	pag. 183
21. Itinerari nel passato	pag. 193
(a: I dintorni di Sappada, b: I dintorni del M. Coglians, c: I dintorni di Timau, d: I dintorni di Paularo, e: I dintorni di Pramollo, f: I dintorni di Sauris)	

Foto di

Archivio Museo Friulano di Storia Naturale: 2.4, 9.23, 9.24, 9.27, 12.14, 13.1, 13.11, 13.12, 13.18, 14.10, 14.11, 14.12
 Archivio Museo Friulano di Storia Naturale (Elido Turco): 2.1, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 3.7, 4.1, 4.4, 4.5, 4.7, 4.8, 4.9, 5.9, 5.13, 5.14, 5.15, 5.16, 5.17, 5.18, 5.19, 5.20, 5.21, 5.22, 5.23, 5.24, 6.5, 6.7, 6.8, 6.9, 9.1, 9.17, 9.18, 9.19, 9.20, 9.21, 9.22, 9.25, 9.26, 9.29, 9.30, 9.31, 9.32, 9.33, 9.34, 10.14, 10.15, 10.16, 10.17, 11.9, 11.12, 11.14, 11.15, 12.15, 12.16, 12.17, 12.18, 12.19, 12.20, 13.10, 13.13, 13.14, 13.15, 13.16, 13.17, 14.7, 14.8, 15.6, 15.7, 15.8
 Archivio Museo Geologico della Carnia: 12.13, 12.21
 Archivio Università degli Studi di Bologna: 9.4
 Alberto Bianzan: 20.15
 Carlo Corradini: 4.6, 5.5, 5.10, 5.11, 5.12, 6.1, 9.3b
 Ulderica Da Pozzo: 12.12
 Paolo De Franceschi: 8.1
 Giuseppe Muscio: 11.1, 21.4
 Ivo Pecile: 15.1, 15.5, 20.9, 21.3
 Raimondo Selli: 9.3d
 Claudia Spalletta: 5.3
 Corrado Venturini: 1.1, 2.5, 2.6, 3.1, 4.2, 5.1, 5.4, 5.6, 5.8, 6.2, 6.4, 6.6, 7.1, 7.2, 7.3, 7.4, 7.6, 7.7, 7.8, 7.9, 7.10, 7.11, 8.3, 8.6, 8.7, 8.8, 8.10, 9.3a, 9.3c, 9.6, 9.8, 9.9, 9.10, 9.11, 9.12, 9.13, 9.14, 9.15, 9.16, 9.28, 10.1, 10.2, 10.3, 10.4, 10.5, 10.6, 10.7, 10.8, 10.10, 10.11, 10.12, 10.13, 11.4, 11.5, 11.6, 11.7, 11.8, 11.11, 11.13, 12.1, 12.2, 12.4, 12.5, 12.7, 12.8, 12.9, 12.10, 12.11, 13.3, 13.5, 13.6, 13.7, 13.8, 13.9, 14.1, 14.2, 14.4, 14.5, 14.6, 15.2, 15.3, 15.4, 16.1, 16.7, 16.9, 16.11, 16.12, 16.13, 16.14, 16.15, 17.1, 17.2, 17.3, 18.1, 18.2, 19.1, 19.5, 19.6, 19.7, 19.8, 19.9, 19.10, 19.11, 20.1, 20.2, 20.3, 20.4, 20.5, 20.6, 20.7, 20.8, 20.10, 20.11, 20.12, 20.13, 20.15, 20.17, 21.1

I disegni sono dell'autore.

Le foto di reperti fossili di proprietà dello Stato sono pubblicate su concessione del Ministero per i Beni e le Attività Culturali, Soprintendenza per i Beni Archeologici del Friuli Venezia Giulia, ed è vietata l'ulteriore riproduzione e duplicazione con ogni mezzo senza l'autorizzazione della Soprintendenza.

Le immagini riportano, al termine della didascalia, una indicazione di massima sull'ingrandimento.

Le mappe del capitolo "Itinerari nel passato" sono state gentilmente messe a disposizione dalla Casa editrice Tabacco di Tavagnacco (Udine) e sono tratte dai fogli 01, 02, 09, 18 della Carta Topografica per escursionisti alla scala 1:25.000.

Ulteriori proposte ed informazioni relative a itinerari geologici sono disponibili in diverse pubblicazioni: ricordiamo, in particolare, la "Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale" edita dalla BE-MA nella collana delle Guide Geologiche Regionali della Società Geologica Italiana, e gli "Itinerari Geologici" proposti dal Museo Geologico della Carnia di Ampezzo (Udine). Per il territorio austriaco è utile fare riferimento al "Geotrail", percorso geopaleontologico che in diversi punti corre a cavallo del confine di Stato. Per quanto concerne gli aspetti escursionistici e naturalistici dei sentieri, di grande utilità è il sempre aggiornato sito www.sentierinatura.it.

Friuli e Carnia sono le sole aree d'Italia in cui si possono vedere rocce e raccogliere fossili dell'intera scala del tempo geologico, dal Quaternario fino al Paleozoico antico attraverso Terziario e Mesozoico, per uno spessore cumulativo di oltre 14 chilometri di strati. Le aspre e ripide valli carniche appena sopra il limite del bosco mostrano compiutamente aperte, strato per strato, le innumerevoli pagine di pietra di questa storia della Terra.

Anton Lazzaro Moro e Giovanni Arduino nel Settecento, Leopold von Buch, Alberto Fortis, Leopoldo Pilla, Ami Boué e Torquato Taramelli nell'Ottocento, Fritz Frech, Hans Scupin, Michele Gortani, Ardito Desio, Franz Heritsch, Raimondo Selli e i giovani delle scuole di Bologna e di Milano nel Novecento hanno divulgato in tutto il mondo i tesori geologici di queste montagne: dalle piante e fusuline carbonifere di Pramollo, alle scogliere devoniane del Monte Coglians, dall'affinità uraliana degli organismi del Paleozoico inferiore, allo standard globale della biozonatura a conodonti del Siluriano, agli esempi spettacolari di transfluenze glaciali e di catture fluviali.

C'è un figlio di queste montagne che ha dedicato gran parte della sua ricerca alla cartografia geologica di dettaglio della Carnia e del Friuli. Per fare una carta geologica di una regione bisogna averne capito l'intima struttura e l'intera storia deposizionale e deformativa. Non c'è oggi altri che la conosca meglio di lui, e le sue carte lo illustrano. Da migliaia di dati puntuali a una sintesi coerente che la carta e la sua legenda schematizzano. Questo massimo conoscitore della geologia carnica ha un'altra dote, quasi un *hobby*: volgarizzare sapientemente per il grande pubblico la scienza, a cominciare dalle favole illustrate per fanciulli. Non sorprende quindi che in questo magnifico libro egli sia riuscito a fornire agli appassionati di turismo, di montagna, di natura, e di storia naturale la chiave d'oro per accedere e venir condotti con mano avvincente e voce suadente entro la trama complessa e mutevole di una storia lunga 450 milioni di anni.

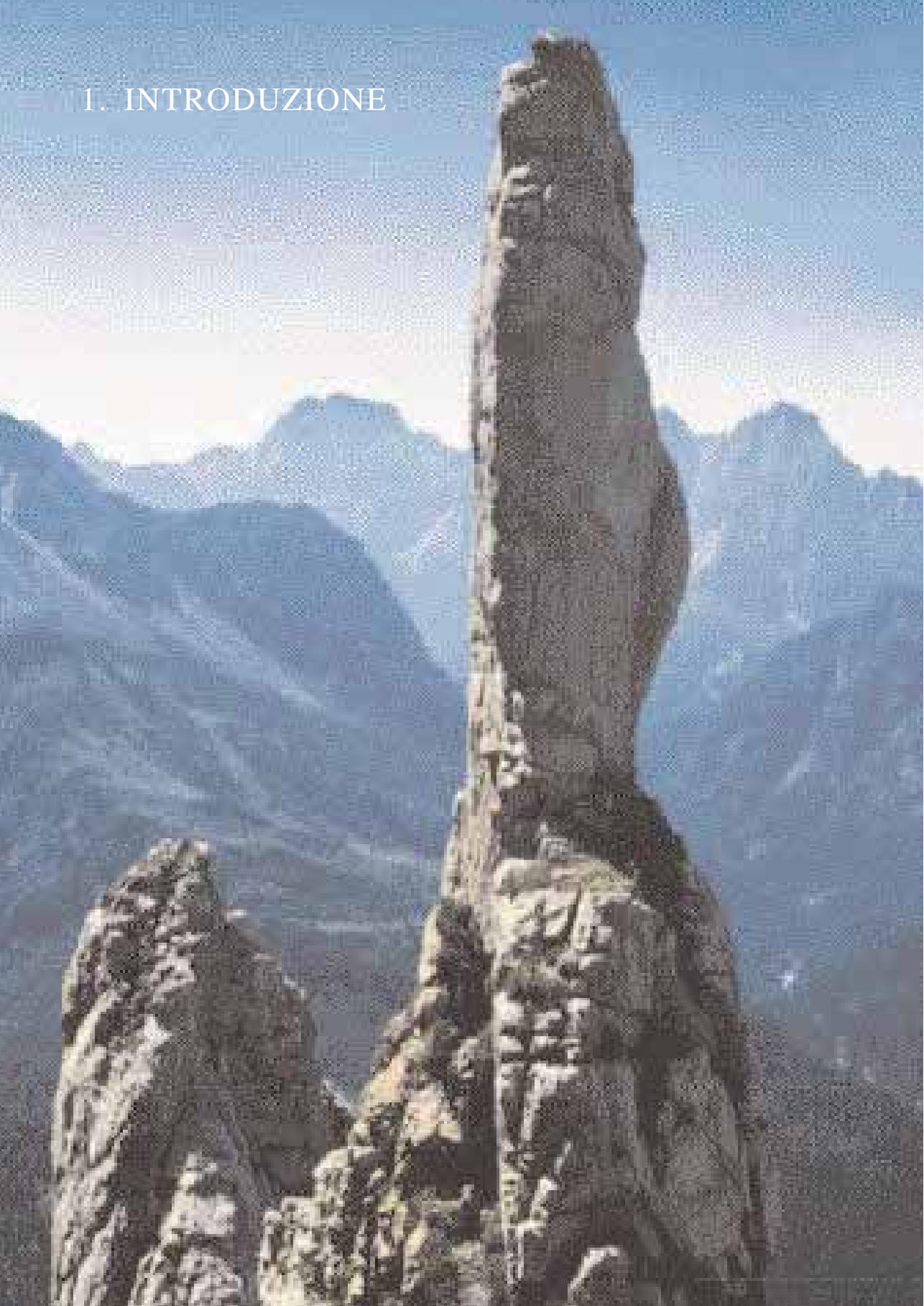
Due interi cicli wilsoniani si specchiano in quelle rocce e nelle due catene montuose, quella ercinica prima e quella alpina poi, che qui crebbero e ora si mostrano al visitatore nelle loro strutture tipiche quali sinclinali, anticlinali, faglie, accavallamenti, coltri e suture per congiunzione di antichi continenti. L'articolazione strettamente stratigrafica del libro non maschera le due catene, anzi le fa uscire in tutta naturalezza dagli schemi e dalle immagini, solidi dati incontrovertibili, al di là di speculazioni e voli di fantasia.

Proprio sul piano illustrativo il libro offre il meglio del suo potere sottile di coinvolgimento del lettore qualsiasi e di divulgazione che il testo emblematicamente intitola "Punti... di vista". Geologia per immagini, che viene garbatamente offerta con panorami a campo largo corredati da dettagli, schizzi, colonne stratigrafiche, disegni interpretativi, foto di macrofossili entro la roccia inglobante e di microfossili in sezione sottile. Si aggiungono alcune viste emblematiche e spettacolari poste all'inizio dei capitoli. E con un'idea ben precisa del rapporto aureo fra immagini e testo.

I numerosi friulani, triestini, e veneti amanti delle montagne più selvagge e ripide delle Alpi hanno ora il loro manuale con cui preparare e arricchire il programma del fine settimana e progettare magari una versione geologica di una settimana sulle alte vie.

Buon viaggio, nella vera macchina del tempo, brevettata *pedibus calcantibus!*

1. INTRODUZIONE



Questo testo è stato concepito con l'intenzione di avvicinare i non specialisti del territorio agli affascinanti cambiamenti geologici e morfologici che l'alto Friuli ha attraversato nell'ultimo mezzo miliardo di anni.

La sua evoluzione è presentata descrivendo gli effetti e analizzando le cause che stanno alla base delle modificazioni puntualmente registrate nella serie stratigrafica delle Alpi Carniche. La successione rocciosa che forma l'ossatura portante dell'alto Friuli è rappresentata da una sequenza di strati sedimentari e in piccola parte vulcanici, spesso, strato su strato, oltre 10 chilometri; essa può essere paragonata ad uno speciale libro dalle infinite pagine, tutte scritte in una lingua ai più sconosciuta.

Il presente volume vuole dunque proporsi come guida alla comprensione dell'evoluzione geologica (sedimentaria, deformativa e morfologica) dell'alto Friuli. In tal senso il testo, coadiuvato dalle fotografie e dai disegni, rappresenta la chiave di lettura, in versione semplificata e facilmente fruibile, della "Carta Geologica delle Alpi Carniche" alla scala 1:25.000, edita dal Museo Friulano di Storia Naturale di Udine.

Il territorio coperto dalla "Carta Geologica delle Alpi Carniche" e qui preso in esame si estende da Sappada ad Ugovizza e, in senso longitudinale, circa dalla Valle della Gail (Austria) alla congiungente Forni di Sotto-Villa Santina-Tolmezzo-Cedarchis-Paularo-Pontebba-Valle del Fella (Val Canale), per un totale di 1.000 km² (fig. 2.4).

La base cartografica della carta geologica è costituita dalle tavolette topografiche dell'IGM (Istituto Geografico Militare Italiano) alla scala 1:25.000. Tuttavia, volendo raggiungere gli affioramenti si consiglia di fare riferimento alle carte topografiche in scala 1:25.000 edite da Tabacco (altrettanto precise ma soprattutto aggiornate per quanto riguarda la viabilità ordinaria e i sentieri).

Fig. 1.1 - Spettacolare guglia morfologica lungo il crinale occidentale del M. Avanza. Vista da nord.

In questo testo l'evoluzione dell'alto Friuli è descritta e commentata in "presa diretta" utilizzando l'espedito del viaggio temporale che, dal lontano Ordoviciano Sup. (460 milioni di anni fa), ci conduce verso il presente attraversando il tempo geologico e con esso i mutamenti del territorio.

I singoli capitoli del volume corrispondono ai periodi geologici (Ordoviciano, Siluriano, Devoniano,... o parte di essi). Per ognuno la descrizione evolutiva (**Viaggiando nel tempo**) è seguita da una **Scheda delle unità** che riporta i dati salienti delle unità stratigrafiche deposte nel relativo intervallo temporale. Le unità sono le stesse utilizzate nella "Carta Geologica delle Alpi Carniche" e presenti nella relativa legenda. In **Affioramenti** sono elencate le fasce e/o i nuclei caratterizzati dall'esposizione delle varie unità stratigrafiche. Inoltre, il paragrafo **Punti... di vista** suggerisce, per ogni unità e relativamente ai 1.000 km² di territorio cartografato, l'ubicazione degli affioramenti di volta in volta più significativi con l'indicazione di massima del percorso di avvicinamento.

Ogni capitolo si conclude con una serie di suggerimenti bibliografici (**Per saperne di più**), volti ad approfondire interessi specifici attraverso la lettura di articoli stampati nella letteratura scientifica specializzata.

Le pubblicazioni riportate sono reperibili presso la biblioteca del Museo Friulano di Storia Naturale di Udine <mfsn@comune.udine.it> e/o la biblioteca del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Bologna <www.geomin.unibo.it>.

Il volume termina con il capitolo **Itinerari nel passato** in cui, su carte topografiche Tabacco (scala 1:25.000), sono localizzati alcuni siti utili alla visione diretta dei caratteri geologici e morfologici citati nel testo.

In queste pagine cercherò dunque di raccontarvi gli episodi più significativi di questo coinvolgente frammento di storia friulana. Il primo e il più antico tra i racconti del nostro territorio. Con la speranza di riuscire ad appassionarvi.

2. INDIETRO NEL TEMPO

Osservando i caratteri morfologici del paesaggio, mirabilmente scolpiti nelle pianure, nei colli, nelle cime dei monti e nelle linee di costa, abbiamo la sensazione che essi siano destinati a rimanere immutabili nel tempo e nello spazio, senza subire sostanziali modificazioni.

Possiamo sì ammettere facilmente che certi fiumi cambino il proprio corso abituale divagando nelle pianure, oppure che forti mareggiate, ridistribuendo i sedimenti di riva, trasformino la geometria delle coste sabbiose, oppure che le piogge e i terremoti inneschino frane e smottamenti... Eppure tutto questo, pur nella drammaticità degli effetti che sovente ne derivano, non ci fornisce un'idea precisa di quello che il territorio è realmente: un'entità fisica molto dinamica, in continua, seppur lenta, evoluzione.

Consideriamo ad esempio la catena alpina e quella appenninica. Se un'ipotetica macchina del tempo ci portasse indietro di 50 milioni di anni, alla scoperta dell'antico passato geologico della nostra penisola, ci stupiremmo non poco nel ritrovare, al posto degli Appennini, un vasto mare che si spingeva su, verso nord, a lambire i rilievi alpini di allora, alquanto differenti dagli attuali.

E se a questo punto, spinti dalla curiosità, c'inoltrassimo verso un passato ancora più remoto, tra 100 e 150 milioni di anni fa, al tempo in cui molti territori emersi della Terra erano popolati da giganteschi rettili, non riconosceremmo più nulla di quanto oggi siamo abituati a scorgere.

Al posto delle Alpi e dell'attuale Europa meridionale troveremmo un braccio di mare in progressivo ampliamento ed approfondimento, collegato ad un oceano che si estendeva fino alle zone caucasiche ed himalayane.

A questo punto è bene rispondere a due domande, forse scontate.

Fig. 2.1 - Particolare di una colonia di *Heliolites*, un tabulato del Devoniano, in cui si osserva la tipica forma stellata dei singoli coralliti. Si tratta uno dei tipici organismi costruttori della grande scogliera paleozoica devoniana delle Alpi Carniche (Passo Volaja, Forni Avoltri, 7x).

Chi può confermare che le cose fossero realmente così? Seconda domanda: ammettiamo che quanto ricostruito sia vero, perchè allora non riusciamo a percepire l'affermarsi di questi grandiosi e continui fenomeni che hanno come conseguenza ultima i radicali mutamenti del territorio?

La risposta è intuitiva: i piccoli segni dei mutamenti ci sono, ognuno di noi può avvertirli. Solamente, non siamo abituati a considerarli parte di un cambiamento molto più grande. Cambiamento che necessita di centinaia di migliaia, a volte di milioni di anni per manifestarsi nella sua intera complessità e potenza.

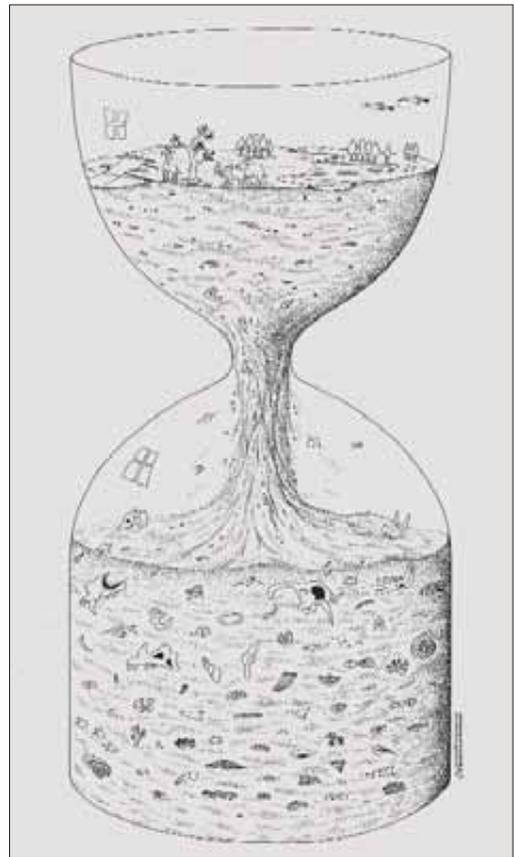


Fig. 2.2 - Col trascorrere del tempo quanto depresso sotto forma di strati, livelli, orizzonti, si trasforma in un archivio roccioso compatto i cui caratteri e contenuti diventano la muta testimonianza del passato geologico di un'area, della sua evoluzione, della stessa vita che in essa cambia forme e modi di essere.

Un esempio fra tanti. La collisione tra i margini di due continenti in lento avvicinamento reciproco (una decina di centimetri all'anno: paragonabile alla velocità di crescita delle unghie e dei capelli!) genera uno scontro fra masse rocciose che di conseguenza si piegano, si spezzano, si accavallano, scorrono una sull'altra e s'innalzano.

Un po' come farebbero le pagine di due elenchi telefonici che, affiancati sul ripiano d'un tavolo e spinti uno contro l'altro, sarebbero portati a sovrapporsi in parte, deformandosi nella zona di contatto e generando un complessivo ispessimento ed un sollevamento delle pagine.

Agli elenchi del telefono e alle loro pagine sostituiamo idealmente i due blocchi continentali con le successioni rocciose di cui sono formati. Tra i due settori continentali in avvicinamento immaginiamo ora un oceano (con fondali ricchi di lave e sedimenti in costante accumulo) che si va riducendo a poco a poco in ampiezza. Finirà per scomparire del tutto, inghiottito dai processi di subduzione, nel momento in cui le due masse continentali entrano in collisione reciproca. Ecco, abbiamo ricostruito, in maniera molto semplificata, il processo di formazione della catena alpino-himalayana.

Attualmente la Carnia ed il Friuli in genere, così come altre zone circummediterranee e non, presentano una morfologia ben definita. I limiti tra il mare e la terraferma sembrano fissi ed immutabili, così come quelli tra la pianura ed i primi rilievi; lo stesso si potrebbe dire per i percorsi dei fiumi e per le altezze dei monti. Tutto sembra procedere senza variazioni, in una generale staticità. Sembra soltanto.

In realtà il paesaggio, l'ambiente, il territorio, sono in continua modificazione e in costante evoluzione. Pur se le singole variazioni sono così piccole che alla scala dei tempi umani, o anche a distanza di qualche secolo, sono riconoscibili solo alcuni degli infinitesimi segnali che col tempo potrebbero portare ai consistenti cambiamenti dei quali si parla.

È sufficiente, a tale proposito, accennare ai risultati ottenuti con misurazioni geodetiche eseguite successivamente al terremoto che nel 1976 ha colpito il Friuli. È stato accertato che il M. San Simeone, di fronte a Venzone, ha subito un innalzamento complessivo di 18 centimetri mentre, a distanza di 10 chilometri, il settore di Amaro (Carnia) ha accusato un abbassamento di 7 centimetri.

E poi ci sono le frane, le erosioni fluviali e quelle glaciali, i trasporti dei detriti fluviali, l'avanzamento dei delta verso il mare... Tutto concorre a modificare il territorio. Moltiplicando le piccole variazioni che si realizzano in un ristretto intervallo di tempo, poniamo 1000 anni, per i miliardi di vita del nostro pianeta si riesce ad ammettere senza difficoltà che l'ambiente fisico è uno scenario decisamente dinamico, in costante evoluzione e cambiamento.

Non possiamo prevedere esattamente cosa ne sarà del territorio friulano-carnico nei prossimi milioni d'anni, anche perchè non è dato di sapere se le cause che sono all'origine degli attuali cambiamenti continueranno invariate e costanti nel tempo. Possiamo però percorrere il processo inverso: ricostruire quella che è stata la storia geologica del territorio nei milioni d'anni passati.

Gli strumenti che consentono questo affascinante viaggio a ritroso nel tempo sono costituiti dalle rocce e dai fossili in esse contenuti. Ecco finalmente la risposta alla prima delle due domande poste all'inizio. Una semplice successione di strati è per il geologo una fonte inesauribile di dati, una registrazione in codice di una serie di informazioni sui caratteri dell'antico ambiente, del territorio in cui quelle medesime rocce si depositavano.

Informazioni che, come nel nostro caso, restano inalterate e compiutamente decifrabili anche a distanza di centinaia di milioni di anni dal presente. Attraverso lo studio delle rocce sedimentarie e delle loro caratteristiche (composizione, tipo di stratificazione, grandezza e forma dei costituenti), come pure delle rocce magmatiche effusive (tipo, composi-



Fig. 2.3 - Il settore d'indagine è collocato nelle cosiddette Alpi Meridionali che la Linea Insubrica discrimina dalle Alpi propriamente dette. Più in particolare, l'area di studio corrisponde alle Alpi Carniche, estrema propaggine nord-orientale delle Alpi Meridionali.

- a) Fronte esterno delle Alpi Meridionali;
- b) Limite dei rilievi;
- c) Confine di stato.

In rosso l'area ripresa nell'immagine satellitare sottostante (fig. 2.4).

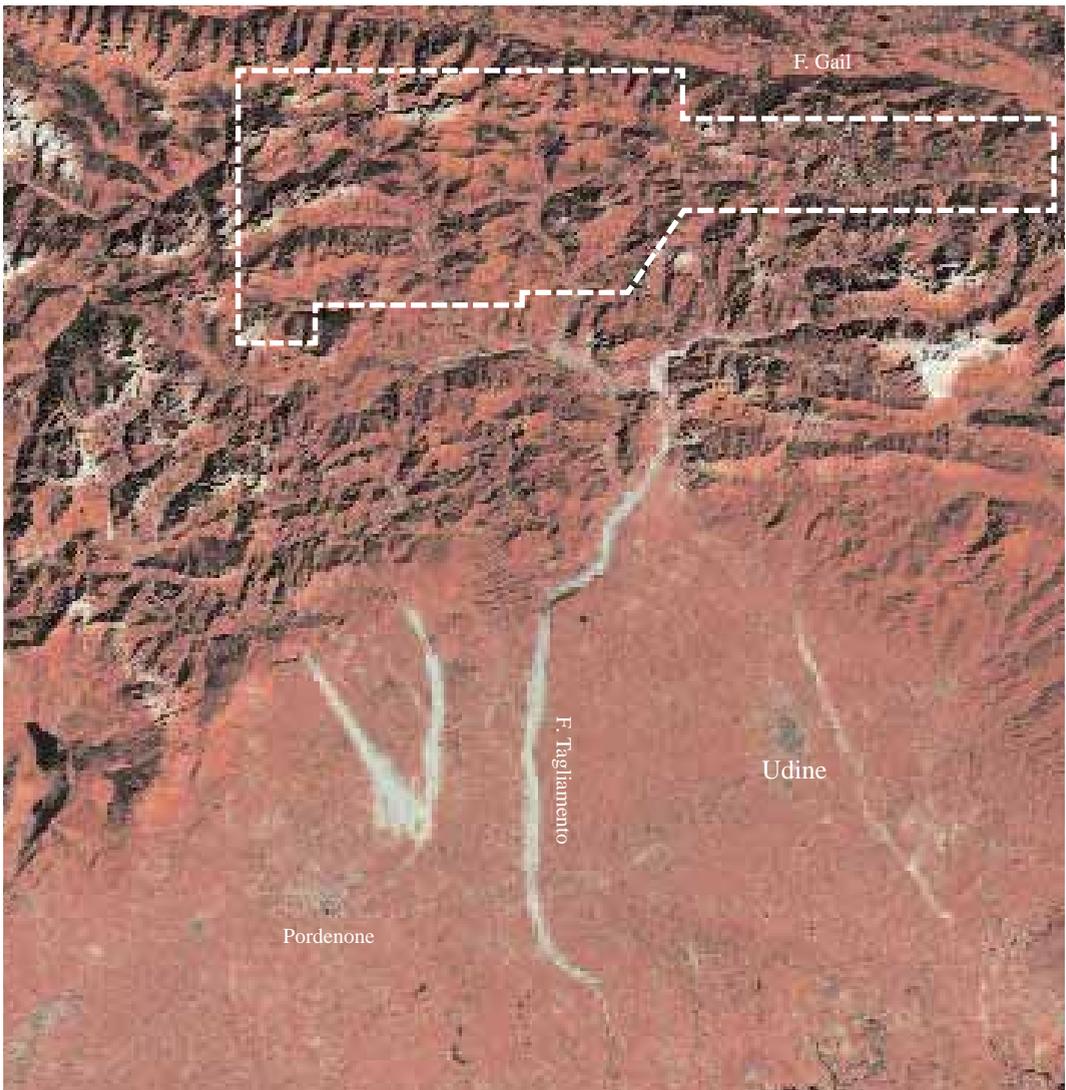


Fig. 2.4 - Ubicazione dell'area di studio (in tratteggio bianco) coperta dalla "Carta Geologica delle Alpi Carniche" e oggetto di approfondimento in questo volume. La zona si estende dal meridiano di Sappada a quello di Ugovizza in quelle che sono le Alpi Carniche propriamente dette.

zione, chimismo, affinità,...), è dunque possibile ricostruire l'antico ambiente, ossia il "paesaggio" nel quale tali rocce si andavano formando in tempi anche molto lontani da noi (fig. 2.2).

Allo stesso modo, inversamente, è possibile osservare un ambiente attuale, ad esempio la pianura friulana, ed essere consapevoli che quei sedimenti ghiaiosi e sabbiosi, al momento ancora per gran parte sciolti ed incoerenti, potranno diventare in futuro una successione rocciosa compatta e stratificata, destinata a piegarsi e sollevarsi sotto l'effetto di gigantesche compressioni crostali.

Una cosa simile è già avvenuta in Friuli. Ci fu un tempo in cui un'altra vasta pianura alluvionale, molto più antica dell'attuale, occupava buona parte della nostra regione estendendosi dalla Francia meridionale alla Lombardia, all'Alto Adige (fig. 2.5), al Veneto e alla Carnia e, più giù, fino a Belgrado e oltre.

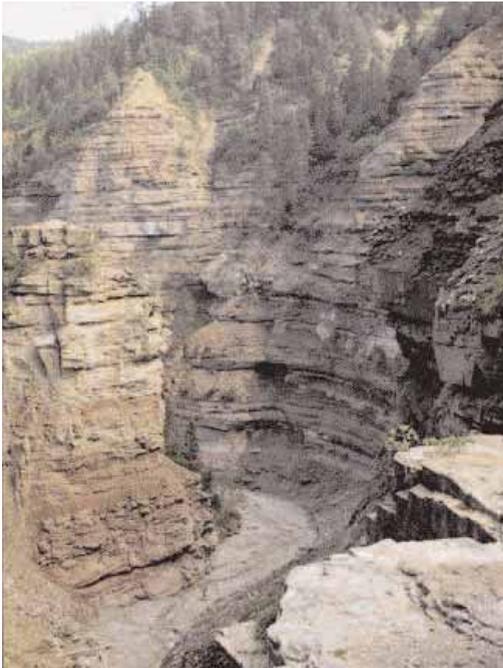


Fig. 2.5 - La profonda incisione del Butterloch-Bletterbach (Alto Adige) evidenzia i caratteri dell'antica pianura di età permiana, trasformata in una successione di areniti e peliti grigie e rosse.

Bisogna andare indietro di 260 milioni di anni per rivivere quei momenti. Nel territorio friulano i corsi d'acqua permiani scendevano da nord-ovest e da nord portando sabbie e fanghiglie. Le sabbie riempivano periodicamente gli alvei e i fiumi si adeguavano rapidamente a percorsi paralleli e sempre nuovi. Non esistevano argini artificiali e le tracimazioni si susseguivano con cadenza stagionale. L'intera pianura era periodicamente invasa e sommersa dalle acque. Orizzonti di limo erano distribuiti su ampie superfici, ad ogni esondazione (figg. 10.1, 10.5 e 10.6).

E torna alla mente il Nilo degli antichi egizi: nulla è mutato nei processi deposizionali in 260 milioni di anni! Troppi, in ogni modo, per consentire agli strati della pianura permiana di rimanere intatti al proprio posto.

Oggi i livelli di quell'antica pianura sabbiosa e limosa, trasformati in strati rocciosi compatti, affiorano a quote variabili tra 600 e 2000 metri di altezza. Sono stati piegati e sollevati, lentamente ma inesorabilmente, dalle collisioni tra le placche litosferiche: quei giganteschi frammenti in perenne movimento nei quali è suddiviso il guscio fragile del pianeta.

In Friuli le rocce sedimentarie più antiche hanno un'età prossima a 460 milioni di anni e risalgono alla parte alta dell'Ordoviciano, secondo dei sei periodi geologici in cui è stata suddivisa l'Era paleozoica.

Proprio dall'Ordoviciano Sup. inizieremo il nostro viaggio nel remoto passato di questa porzione di Italia, risalendo verso il presente. Essa è l'unica, in tutta la penisola, a consentirlo grazie ai caratteri ancora integri delle sue antichissime rocce e ai frequenti fossili conservati nelle proprie successioni rocciose.

Partiremo proprio da quanto queste antichissime rocce raccontano. Nel viaggio alla scoperta dell'evoluzione geologica delle Alpi Carniche risaliremo insieme il tempo, a balzi di centinaia di migliaia d'anni, osservando i prodigiosi mutamenti del territorio dovuti a forze capaci di sprofondare nell'oceano enormi scogliere coralline paleozoiche, ricopren-

dole di sabbie e lave sottomarine per poi sospingerle verso l'alto e trasformarle in montagne. E ancora più tardi, dopo che erosioni durate milioni di anni sono state in grado di ridurle ad aride pianure destinate in seguito, e per lungo tempo, ad essere nuovamente sommerse dal mare.

Osserveremo, infine, come nuove e più recenti spinte crostali, quelle alpine, abbiano innescato le compressioni e i sollevamenti che hanno portato alla nascita e sviluppo della catena alpina carnica, così come oggi la conosciamo. Modellata ed incisa dai transiti glaciali e dai profondi solchi fluviali, pronta, infine, per essere colonizzata dall'Uomo.

Ecco che all'improvviso il tempo ci trascina all'indietro. Scompaiono i campi coltivati, le tipiche case carniche, le strade, i sentieri. Si copre tutto di neve, di ghiaccio. Solo le cime più elevate emergono da lingue glaciali in lento movimento verso la pianura friulana.

E poi più indietro ancora, con maggiore velocità, in un turbine di immagini da moviola. Scomparsi i ghiacciai il territorio si inabissa sotto un mare che ormai minaccioso si infrange contro i rilievi prealpini. Siamo nel Cenozoico. Dobbiamo scendere ancora più indietro, attraverso il Mesozoico, con tutto il Friuli quieto sotto un oceano tropicale. Ancora più giù, verso il remoto Paleozoico. Duecentocinquanta, trecento, quattrocento, ...460 milioni di anni fa! L'orologio si è fermato.

È questo l'istante prescelto. L'inizio dell'Ordoviciano Sup. Da questo momento in poi risaliremo il tempo verso il presente. Attraverseremo, dopo l'Ordoviciano, tutti i restanti periodi del Paleozoico: Siluriano, Devoniano, Carbonifero e Permiano; per poi percorrere l'intero Triassico, primo periodo dell'Era mesozoica.

Percepiremo il racconto diretto delle rocce che ora costituiscono il nucleo più interno, antico ed imponente della catena alpina carnica.



Fig. 2.6 - Passo Pramollo (1528 m). Il Lago di Pramollo, propiziato da una diga in terra, bonifica una zona palustre che, fino ai primi anni '60, occupava la fascia di confine fra Italia e Austria. È incastonato tra i classici affioramenti permo-carboniferi noti in tutto il mondo per il loro ricco contenuto paleontologico, in gran parte rappresentato da splendide flore e resti di invertebrati marini. Vista da sud.

Un racconto che si distribuisce attraverso 460 milioni di anni a documentare le origini di quegli strati compatti, un tempo sedimenti e lave, che ora formano i rilievi alpini della Carnia, di parte del Pontebbano e del Tarvisiano. Rocce che, nel territorio preso in esame, oggi si distribuiscono dalle sorgenti del Piave (Sappada) al M. Cocco (Ugovizza) e, verso S, fino ad Ampezzo, Cedarchis, Paularo, Pontebba e Ugovizza (figg. 2.4 e 16.4).

Poi abbandoneremo il Triassico per attraversare di corsa i restanti milioni di anni mesozoici, non documentati da rocce affioranti. Arrivati a metà Cenozoico rallenteremo la corsa.

Questa volta non sarà per riferire della deposizione di altri sedimenti ma per raccontare una storia completamente differente. Lo faremo attraverso la descrizione delle deformazioni che quelle stesse rocce hanno subito e registrato.

Mentre transitando dall'Ordoviciano al Triassico Sup. avremo percepito come si è formata la successione rocciosa delle attuali Alpi Carniche, nel Cenozoico potremo toccare con mano e comprendere come quella stessa successione, assecondando le spinte orogenetiche, si sia piegata, rotta e affastellata, generando i rilievi alpini e prealpini.

Sarà quindi un viaggio nel tempo alla ricerca delle più antiche radici del territorio. Le cercheremo attraverso i dati che le rocce costantemente registrano sotto forma di caratteri deposizionali, di deformazione e di modellamento.

E più su ancora, correremo alla volta del Pleistocene, iniziato meno una manciata di milioni d'anni fa, per giungere poi all'Olocene, alle ultime migliaia di anni. Il quasi-presente, preludio di quell'aspetto del territorio a noi familiare. Quello attuale: la conclusione, che già conosciamo, del fantastico viaggio che stiamo per affrontare insieme, aggrappati alla memoria più nascosta e affascinante della Terra.

460 milioni di anni fa: l'orologio del tempo riprende a funzionare. La risalita verso il presente ha inizio.

QUATERNARIO	Post-glaciale (? Interglaciale)	OLOCENE	Presente
	Tardoglaciale		10.300
	Glaciale Würm	PLEISTOCENE	17.000
	Interglaciali e glaciali		120.000
			1.800.000

Eone	Era	Periodo	Epoca	Milioni di anni	
FANEROZOICO	NEOZOICA O QUATERNARIA		OLOCENE	0,0010	
			PLEISTOCENE		
	CENOZOICA O TERZIARIA	NEOGENE		PLIOCENE	1,8
				MIOCENE	5
		PALEOGENE		OLIGOCENE	23
				EOCENE	34
				PALEOCENE	56
					65
	MESOZOICA O SECONDARIA		CRETACEO		145
			GIURASSICO		200
			TRIASSICO		250
	PALEOZOICA O PRIMARIA		PERMIANO		300
			CARBONIFERO		360
			DEVONIANO		416
			SILURIANO		444
			ORDOVICIANO		488
			CAMBRIANO		542
	CRIPTOZOICO	PRECAMBRIANO O ARCHEZOICO		Il Criptozoico comprende circa l'87% della scala dei tempi geologici	2.600
					4.750

Fig. 2.7 - Scala schematica dei tempi geologici. In alto le suddivisioni, anch'esse semplificate, del Quaternario.

Per saperne di più

- AA. VV., 1971 - La Geologia; Litologia e Mineralogia. In: "Enciclopedia Monografica del Friuli Venezia Giulia. Il paese, vol. 1 (I)". *Ist. per l'Enc. del Friuli-V.G.*: 79-266, Udine.
- AA. VV., 1983 - Il Paleozoico Carnico. Catalogo della mostra. *Mus. Friulano St. Nat.*: 132 pp.
- CARULLI G.B. & Coll. (a cura di), 2000 - Guida alle Escursioni (Trieste, 6-8 sett. 2000). *Soc. Geol. It.*, 385 pp.
- CARULLI G.B., FANTONI R., MASETTI D., PONTON M., TRINCIANTI E., TROMBETTA G.L. & VENTURINI S., 1998 - Analisi di facies e proposta di revisione stratigrafica del Triassico superiore del Sudalpino orientale. *Atti Ticin. Sc. Terra*, 7: 159-183.
- CARULLI G.B., FRIZZO P., LONGO SALVADOR G., SEMENZA E., BIANCHIN G., MANTOVANI F. & MEZZACASA G., 1987 - La geologia della zona fra il T. Chiarzò e il F. Fella (Alpi Carniche). *Giorn. Geol.*, ser. 3a, 49 (1): 1-32.
- FARABEGOLI E., 1998 - Field trip through the Southern Alps: an introduction to Late Permian and Triassic stratigraphy. In: M. C. PERRI & C. SPALLETTA (eds.) "ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook". *Gior. Geol.*, ser. 3a, 60 (Spec. Issue): 39-58.
- FENNINGER A. & SCHÖNLAUB H.P., 1972 - Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. In: "Exk. Führer Tagung Paläont. Ges.". *Paläont. Ges.*: 18-60, Graz.
- GORTANI M., 1920 - I bacini della But del Chiarsò e della Vinadia in Carnia. Geologia, morfologia, idrografia. Carta della permeabilità delle rocce. *Uff. Idrogr. Regio Magistr. alle Acque di Venezia*, 104: 71 pp.
- GORTANI M., 1926 - Guida geologica del Friuli. Parte generale. Fasc. 1. *Stab. Tip. "Carnia"*, 64 pp.
- GORTANI M. & DESIO A., 1927 - Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio "Pontebba". *Società Cooperativa Tipografica*: 86 pp.
- HERITSCH F., 1943 - Das Paläozoikum. In: F. HERITSCH & O. KHÜN "Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen". Bd. 1, Gebrüder Borntraeger Berlin: 681 pp.
- HERZOG U., 1988 - Das Paläozoikum zwischen Poludnig und Osternig in den Östlichen Karnischen Alpen. *Carinthia II*, Sdr. 47: 1-123.
- MUSCIO G. (a cura di), 2003 - Glaciers. L'Età dei Ghiacci in Friuli: ambienti, climi e vita negli ultimi 100.000 anni. Catalogo della mostra, *Mus. Friulano St. Nat.*: 166 pp.
- SCHÖNLAUB H.P., 1979 - Das Paläozoikum in Österreich. *Abh. Geol. B.-A.*, 33: 1-124.
- SCHÖNLAUB H.P., 1980 - Field trip A: Carnic Alps. In: H.P. SCHÖNLAUB (ed.) "Guidebook abstracts Second European Conodont Symposium - ECOS II". *Abh. Geol. B.-A.*, 35: 5-60.
- SCHÖNLAUB H.P., 1985 - Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. Exkursion Wolayersee. *Geol. B.-A.*: 34-69.
- SELLI R., 1963 - Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. *Giorn. Geol.*, ser. 2a, 30 (1962): 1-121.
- SELLI R., 1964 - Cenni stratigrafici e tettonici sulle Alpi Carniche e Giulie occidentali. *Boll. Soc. Geol. It.*, 83 (3): 349-363.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971 - Carta geologica d'Italia. Monte Cavallino-Ampezzo Fogli 4c-13. *Istituto Italiano d'Arti Grafiche*: 1 carta.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971 - Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 Fogli 4c-13 Monte Cavallino-Ampezzo. *Nuova Tecnica Grafica*: 108 pp.
- SPALLETTA C. & VENTURINI C., 1990 - Stratigraphic Correlation Form (SCF) of the Paleozoic sequence in the Carnic Alps (Geotraverse B). In: F. P. SASSI & A. ZANFERRARI (eds.) "Pre -Variscan and Variscan events in the Alpine - Mediterranean mountain belts: Stratigraphic Correlation Form". *Rend. Soc. Geol. It.*, 12 (1989): 417-421.
- SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C., 1982 - La Catena Paleocarnica. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (eds.) "Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale". Guide geol. reg. S.G.I., *Tecnoprint*: 281-292, Bologna.
- VAI G.B., 1976 - Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13 (1): 7-37.
- VAI G.B., VENTURINI C., CARULLI G.B. & ZANFERRARI A. (a cura di), 2002 - Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Guide Geologiche Regionali della Soc. Geol. It., *BE-MA editrice*, 390 pp.
- VENTURINI C., 1990 - Geologia delle Alpi Carniche centro-orientali. *Mus. Friulano St. Nat.*, Pubbl. 36: 220 pp.
- VENTURINI C. (ed), 1991 - Workshop Proceedings on Tectonics and Stratigraphy of the Pramollo Basin (Carnic Alps). *Giorn. Geol.*, ser. 3a, 53 (1): 242 pp.
- VENTURINI C. (a cura di), (in stampa) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio 031 Ampezzo. *APAT*: 232 pp.
- VENTURINI C., PONDRELLI M., FONTANA C., DELZOTTO S. & DISCENZA K., 2001-2002 - Carta geologica delle Alpi Carniche, alla scala 1:25.000, *S.EL.CA*. Firenze.
- ZUCCHINI R., 1998 - Miniere e mineralizzazioni nella provincia di Udine. Aspetti storici e mineralogici. *Mus. Friulano St. Nat.*, Pubbl. n. 40: 148 pp.

3. ORDOVICIANO SUPERIORE 460-444 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

Stiamo camminando lungo una spiaggia sabbiosa senza orme. Dietro di noi un'ampia terra con dolci rilievi rocciosi è solcata da valli appena accennate e povere d'acqua. Davanti il mare, a perdita d'occhio. Un mare basso, profondo anche al largo non oltre quindici-venti metri.

Il fango e la sabbia dei fondali brulicano di vita. Nell'acqua limpida e fredda si intravedono esili strutture di briozoi ramosi e più rari cistoidi (fig. 3.5), forme primitive di echinodermi imparentate con gli attuali ricci di mare. Con i loro lunghi peduncoli flessibili si ancorano al fondo o agli stessi briozoi assecondando le oscillazioni del moto ondoso.

Sulla battigia i resti di numerosi brachiopodi (fig. 3.6), sono alternativamente spostati dal flusso delle onde. Tra le valve disarticolate affiora qualche muta di trilobite (fig. 3.3).

Il clima è temperato freddo e le terre emerse si delineano in lontananza, oltre il nostro campo d'indagine. Appaiono come una sottile, impercettibile striscia color ocra. Sono ancora prive di quella vegetazione che solo alcuni milioni di anni più tardi colonizzerà, prima lentamente e poi in maniera esplosiva, l'intero pianeta aprendo la strada allo sviluppo degli organismi superiori.

Il paesaggio che nell'Ordoviciano Sup. percepiamo intorno a noi, nei territori che quasi mezzo miliardo di anni dopo sarebbero diventati il territorio alpino carnico, ci appare adesso come un'ampia distesa di acque sottili con fondali bassi e piatti. In essi forme di invertebrati, oggi estinti ormai da centinaia di milioni d'anni, si muovono o costruiscono colonie fisse. I resti di questi organismi (figg. 3.3, 3.4 e 3.5) ci aiuteranno un domani ad attribuire la giusta età stratigrafica alla roccia che li contiene.

Fig. 3.1 - Affioramento fossilifero di peliti e calcari della Fm. dell'Uqua (Uq). Sono le rocce sedimentarie più antiche di tutta la Catena Carnica e dell'intera penisola italiana (strada Paularo-Passo del Cason di Lanza).

Sui fondali, perennemente sommersi, si accumulano molto lentamente sottili strati fangosi e sabbiosi ricchi in granuli di quarzo che a tratti lasciano il posto a fanghiglie calcaree (Fm. dell'Uqua, Uq, fig. 3.1). I primi, col passare del tempo, si trasformeranno nelle peliti (fanghi cementati) e in areniti (sabbie cementate), mentre le seconde diventeranno rocce calcaree a grana finissima: le cosiddette micriti. Osserviamo quest'acqua antica e la vita primordiale che contiene. Percepiamo il fascino dell'alternarsi rapido delle maree che una dopo l'altra, di seguito, come in un film accelerato, si alternano mentre veloci iniziamo a risalire il tempo.

D'un tratto il livello del mare si alza di parecchi metri. Sordi brontolii annunciano terremoti lontani. I fondali marini lentamente si abbassano e la profondità del mare comincia ad aumentare (fig. 3.2) grazie anche allo scioglimento, dovuto all'aumento della temperatura globale, di un'estesa calotta glaciale che nel tardo Ordoviciano (circa 450 milioni di anni fa) occupava l'attuale Sahara occidentale.

Scheda delle unità

Fm. dell'Uqua (Uq)

Età: Caradoc-Ashgill (Ordoviciano Sup.).

Fossili: Briozoi, brachiopodi, gasteropodi, cefalopodi (ortoceratidi), cistoidi, trilobiti, conodonti.

Litologie: Areniti, peliti e calcari micritici nodulari o reticolati (ossia intercalati a fitti livelli sub-millimetrici di argilliti ocracee ad andamento ondulato che si intersecano irregolarmente a basso angolo tanto da dare l'impressione di un reticolo a maglie molto schiacciate). Le areniti danno luogo a spessori molto elevati solo in territorio austriaco (località Zollner, lungo lo spartiacque di I ordine coincidente con il confine di stato).

Spessore: È sempre per difetto, mancando ovunque la base dell'unità. Massimi di circa 45 m complessivi per peliti e calcari, più diffusi in territorio italiano, e di 80 m per le sole areniti quarzose, affioranti per gran parte in territorio austriaco.

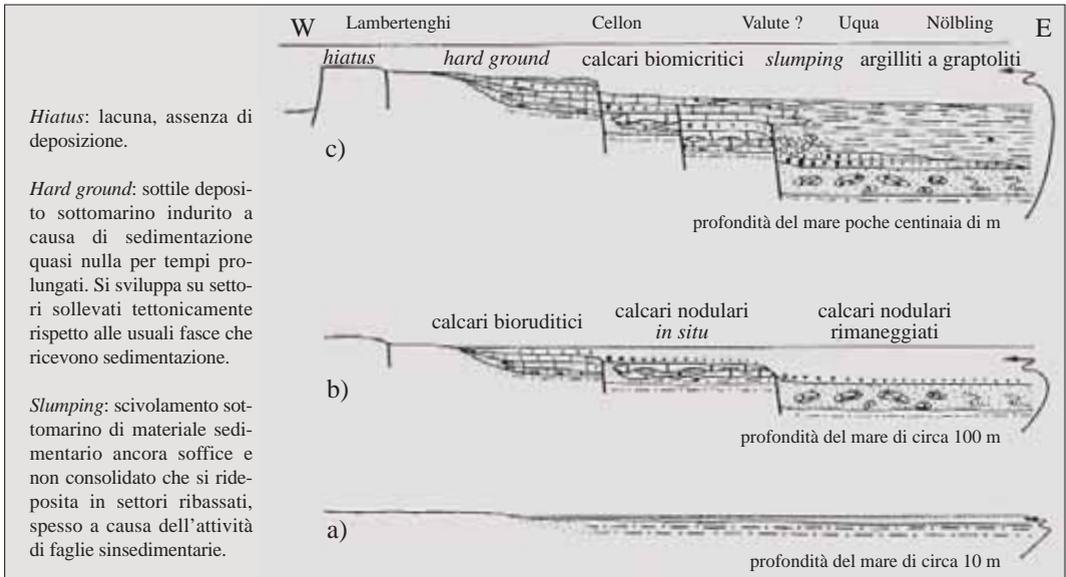


Fig. 3.2 - Evoluzione del settore carnico durante: a) Ordoviciano Sup., b) limite Ordoviciano-Siluriano, c) Siluriano inf. (Da SPALLETTA, VAI & VENTURINI, 1982).

Affioramenti

La Fm. dell'Uqua (**Uq**) è presente in nuclei di ridotte o medie dimensioni, oppure in fasce strette ed allungate addossate a scorrimenti di età ercinica (v. Cap. 8), come lungo il versante meridionale del M. Zermùla, a nord di Paularo. Altri nuclei ordoviciani sono presenti a nord di Paularo (tra Stua Ramàz e il Passo del Cason di Lanza e nell'area a sud dello stesso Cason di Lanza), nei pressi di Ugovizza e, in territorio austriaco, lungo il versante orientale della Creta di Collinetta e allo Zollner See.

Punti... di vista

Tra i migliori affioramenti, i più facilmente accessibili sono quelli di Valbertad e del T. Uqua. Il primo (fig. 3.1) si raggiunge comodamente in macchina (q. 1325 m) risalendo la strada che unisce Paularo a Pontebba. Il secondo, degno di nota per l'abbondanza di fossili, è collocato (q. 1320 m) a nord-est del Rifugio F.lli Nordio, dal quale, con un percorso a piedi, è osservabile risalendo la mulattiera che porta alla Sella di Lom. Da segnalare anche l'area del Costone Lambertenghi e quella di vetta del M. Pizzul (Paularo).

Per saperne di più

- BAGNOLI G., FERRETTI A., SERPAGLI E. & VAI G.B., 1998 - Late Ordovician conodonts from the Valbertad Section (Carnic Alps). In: M.C. PERRI & C. SPALLETTA (eds.) "ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook". *Giorn. Geol.*, ser. 3a, 60 (Spec. Issue): 138-149.
- SCHÖNLAUB H.P., 1971 - Palaeo-environmental studies at the Ordovician/Silurian boundary in the Carnic Alps. *Mém. BRGM*, 73: 367-376.
- SCHÖNLAUB H.P., 1988 - The Ordovician/Silurian boundary in the Carnic Alps of Austria. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist.*, 43: 107-115.
- SERPAGLI E., 1967 - I conodonti dell'Ordoviciano Superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. *Boll. Soc. Paleont. It.*, 6: 30-111.
- VAI G.B., 1971 - Ordovicien des Alpes Carniques. *Mém. BRGM*, 73: 437-450.



Fig. 3.3 - Pigidio di trilobite del genere *Dalmanitina* e numerosi frammenti di Briozoa (Rifugio Nordio, Malborghetto-Valbruna, 1.5x).



Fig. 3.4 - Colonia di Briozoa, gli organismi più diffusi nella Fm. dell'Uqua (Valbertad, Paularo, 2x).



Fig. 3.6 - Brachiopode del genere *Longvillia* (Rifugio Nordio, Malborghetto-Valbruna, 1x).



Fig. 3.5 - Placca di "calice" di Cistoidea (dintorni di Stua Ramàz, Paularo, 4x).



Fig. 3.7 - Brachiopode Orthida e colonie di Briozoa (Rifugio Nordio, Malborghetto-Valbruna, 1x).

4. SILURIANO

444-416 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

Saliamo veloci attraverso il Siluriano inf.

Il fondo del mare ora si è fatto disomogeneo. Zone di altofondo si intercalano ad altre più depresse o che degradano verso profondità maggiori. Questi dislivelli sottomarini sono prodotti dall'attività di faglie distensive (fig. 4.3) innescate da movimenti della litosfera che durante tutto il Siluriano subisce spostamenti, trazioni ed assottigliamenti.

Ricordiamo che gli spostamenti ai quali sono assoggettati sia i continenti sia le aree sommerse dai mari e dagli oceani durante la loro lunga storia geologica possono causare, congiuntamente ad altri fattori, sensibili variazioni climatiche nelle zone che sono traslate lungo od obliquamente ai meridiani.

A questo proposito si può sottolineare come durante questo intervallo il settore friulano-carnico stia risalendo dalle aree di media latitudine a sud dell'Equatore, dov'è localizzato, verso posizioni più prossime ai tropici. In questo lento cammino, che sta durando ormai da 40 milioni di anni, assistiamo al deposito di una successione sedimentaria di limitato spessore, solo 40-80 metri complessivi.

I tipi di sedimento si differenziano a seconda delle zone e delle caratteristiche dell'ambiente marino nel quale si accumulano. Sui fondali si depositano fanghiglie calcaree (Calcari e marne, **S**) ricche di ortoceratidi, molluschi cefalopodi progenitori degli attuali calamari, delle seppie e, soprattutto, dei nautili (figg. 4.8 e 4.9).

Inoltre, ci colpisce la presenza di estesi fanghi nerastri (Fm. della Bischofalm, **Bi**) che, con migliaia di sottilissimi strati sovrapposti, caratterizzano vaste aree sottomarine depresse. In essi il colore scuro è dovuto alla presenza di materia organica non decomposta che si conserva a causa delle particolari condizioni

non ossidanti di zone marine a scarsa ossigenazione. In fanghi simili si accumulano e conservano numerosi resti di graptoliti (fig. 4.1), minuscoli organismi coloniali che scorgiamo a fatica, ancorati ai fondali melmosi o galleggianti in superficie, sostenuti da vesciche piene d'aria. Tali sedimenti nerastri, definiti oggi come "argilliti a graptoliti", diventeranno i depositi peculiari del Siluriano non solo della Carnia ma di tutta l'odierna area circummediterranea, caratterizzata quindi da condizioni simili ed uniformi.

In altre zone sottomarine, intermedie alle precedenti, si intercalano in proporzioni variabili depositi calcarei, argillitici scuri e radiolaritici (Fm. di Nöbling, **Nb**). Questi ultimi rappresentano dei sedimenti selciferi risultanti dall'accumulo di microscopici radiolari, organismi unicellulari con gusci silicei che, uno sull'altro, formeranno col tempo livelli rocciosi nettamente stratificati, le radiolariti appunto, rocce durissime ma molto fragili.

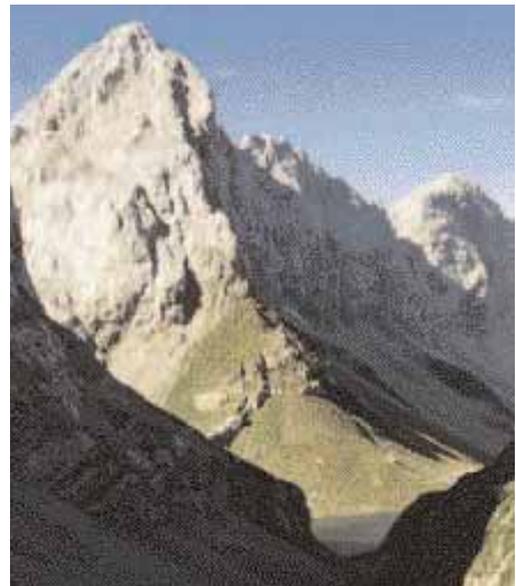


Fig. 4.2 - Il M. Capolago (2554 m), illuminato e strapiombante sul Passo Volaja. Vista da est. La metà inferiore conserva, esposta a tratti, la successione ordoviciana inf. (**Uq**), siluriana (**S**) e carbonifera (**Hw**). La porzione superiore del rilievo roccioso è formata da calcari di età devoniana inf. (**D1**) e media (**D4**).

Fig. 4.1 - Lastra a graptoliti, organismi coloniali considerati i primi emicordati, abbondanti in alcuni livelli di mare profondo del Siluriano delle Alpi Carniche (Rifugio Nordio, Malborghetto-Valbruna, 7x).

Scheda delle unità

Fm. della Bischofalm (Bi)

Età: Llandovery-Lochkoviano (Siluriano-Devoniano Inf. basso).

Fossili: Radiolari, graptoliti.

Litologie: Argilliti nere con intercalate rare radiolariti da grigio scure a nere; si accumulavano su fondali sottomarini depressi e scarsamente ossigenati.

Spessore: Da pochi metri (per elisione tettonica) fino a massimi di 35 m.

Fm. di Nölbling (Nb)

Età: Llandovery-Lochkoviano (Siluriano-Devoniano Inf. basso).

Fossili: Acritarchi, bivalvi, cefalopodi (ortoceratidi), crinodi, trilobiti, conodonti.

Litologie: Raggruppa un insieme di litologie che spaziano dai calcari micritici, alle radiolariti e peliti nere, alle areniti fini, queste ultime presenti in sporadici e sottili livelli occasionalmente intercalati alle peliti.

Spessore: Circa 40 m.

Calcari e marne (S)

Età: Llandovery-Pridoli (Siluriano)

Fossili: Coralli, brachiopodi, bivalvi, gastero-

podi, cefalopodi (ortoceratidi), crinoidi, graptoliti, trilobiti, conodonti.

Litologie: L'unità, informalmente definita Calcari e marne sulla base delle litologie caratterizzanti, è formata da rare e sottili marne scure e prevalenti calcari micritici, da nodulari a reticolati, spesso rossastri. Questi ultimi sono anche caratterizzati da un elevato contenuto in macrofossili pelagici (ortoceratidi). Il colore rosso è caratteristico di zone di altofondo sottomarino, prossime dunque alla superficie del mare (da pochi metri di profondità ad alcune decine).

La sedimentazione avviene per decantazione di particelle finissime che si accumulano in spessori modesti rispetto ai tempi di deposizione. Proprio per questa lentezza di accumulo l'ossidazione può colpire a fondo il sedimento, arrossandolo. Con un tasso di sedimentazione basso diventa ovvio che ci possa anche essere una concentrazione di fossili elevata. Sarebbe come sparare un colpo al minuto ad un bersaglio che viene cambiato ogni tre ore. Troveremmo il bersaglio (lo strato) crivellato di colpi (i fossili). In condizioni di sedimentazione normale il bersaglio è cambiato ogni minuto, con un solo colpo a disposizione. Sempre con la speranza che vada a segno, cosa che raramente accade! La fossilizzazione non è un evento frequente.

Spessore: Circa 40 m.

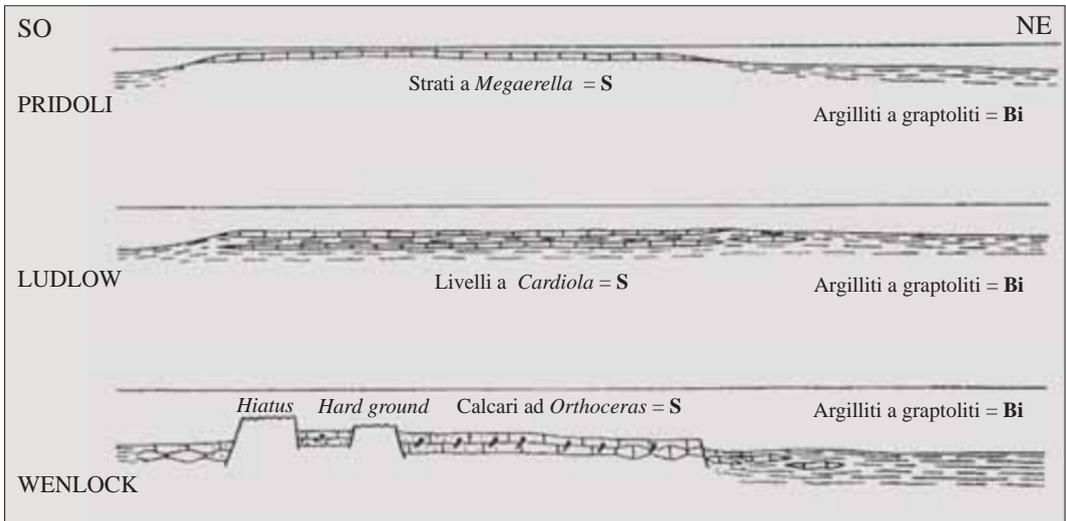


Fig. 4.3 - Evoluzione del settore carnico durante il Siluriano. Si osserva l'ambito di deposizione delle "argilliti a graptoliti", riconducibili all'unità **Bi**, rispetto alle altre litologie (**S**) sviluppate lateralmente ad esse (da SPALLETTA, VAI & VENTURINI, 1982).

Affioramenti

Come per i depositi ordoviciani (**Uq**) anche le unità siluriane affiorano in nuclei in genere ridotti e in fasce strette ed allungate, spesso limitate da faglie erciniche (v. Cap. 8). Il motivo risiede nel loro spessore modesto e nelle elevate deformazioni subite. I nuclei di maggiore consistenza ed interesse sono presenti al Rauchkofel (a nord del M. Coglians) dove affiorano le unità **Bi** ed **S**, direttamente sovrapposte a **Uq**; alla Creta di Collinetta e al Costone Lambertenghi-Passo Volaiia (fig. 4.2), dove appare solo **S** ed è conservato il passaggio ad **Uq**; allo Zollner See, dove raddoppi tettonici ne aumentano artificiosamente lo spessore; nella fascia tra Waidegger Höhe e il M. Hochwipfel, dove **Bi** affiora in scaglie tettoniche strette ed allungate secondo gli assi deformativi ercinici (WNW-ESE); ed infine al M. Cocco (a nord di Ugovizza), con **S** direttamente in contatto su **Uq**, locamente con interposizione di **Bi**. Invece **Nb** è confinato in esigui nuclei collocati al margine del foglio orientale della Carta Geologica (La Valute), nonché al M. Sagra e a nord di Waidegger Höhe, in condizione di sottile scaglia tettonica. Spessori non cartografabili di **Bi** e di **Nb** sono presenti anche nei pressi di Rigolato a contatto con i successivi Calcari dolomitici e lastroidi (**D₁**).

Sparsi affioramenti siluriani (a volte non cartografati) sono presenti nel massiccio del M. Zermùla e tra le Casere Pal Grande di Sot e Pal Piccolo, lungo una fascia circa E-W.

Punti... di vista

Per l'osservazione diretta delle due principali litologie siluriane, presenti in particolare nella Fm. della Bischofalm (**Bi**), con le classiche "argilliti a graptoliti" (fig. 4.1), e nei Calcari e marne (**S**), si consigliano alcuni siti su tutti.

Il primo sito favorevole all'osservazione di **Bi** è collocato in Austria, tra la Untere e la Obere Bischof Alm, raggiungibili facilmente in macchina. Le due casere sono situate un km a nord della Cuestalta, rilievo collocato lungo il confine di stato a nord dei paesi di Treppo Carnico e Ligosullo. Il secondo sito, consigliato per l'osservazione dei caratteri litologici di **S**, è di più immediata fruizione trovandosi lungo il fondovalle del T. Degano, all'altezza di Comeglians. Gli affioramenti sono continui e si distribuiscono tra quest'ultimo abitato e la borgata di Povolaro continuando con interessanti esposizioni anche sulla sponda opposta del T. Degano, alla rupe di S. Giorgio.

Per l'unità **S** si può anche segnalare, con percorso a piedi, il rilievo del Col di Mezzo, propaggine calcarea siluriana del più ampio M. Cocco, noto per le sue caratteristiche faune siluriane ad orthoceratidi. Al Rifugio Nordio attualmente affiorano, in continuità con il precedente sito di **Uq**, anche **Bi**, **S** e **Nb**.

Da non trascurare, inoltre, la classica sezione di Cellon (Creta di Collinetta, versante est), riferimento per la stratigrafia del Paleozoico antico delle Alpi Carniche, dove affiorano **Uq** e **S**, in continuità stratigrafica.

Per saperne di più

- CORRADINI C., PONDRELLI M., SERVENTI P. & SIMONETTO L., 2003 - The Silurian cephalopod limestone in the Monte Cocco area (Carnic Alps, Italy): conodont biostratigraphy. *Rev. Esp. Micropal.*, 35 (3): 285-294.
- GORTANI M., 1924 - Graptoliti del M. Hochwipfel nelle Alpi Carniche. *Rend. Ist. Lomb. Sc. e Lett.*, 57: 6-10.
- GORTANI M. & VINASSA DE REGNY P., 1909 - Fossili neosilurici del Pizzo di Timau e dei Pal nell'alta Carnia. *Mem. R. Acc. Sc. Bologna, Cl. Sc. Fis. Mat.*, ser. 6, 6: 183-216.
- HERITSCH F., 1929 - Faunen aus Silur der Ostalpen. *Abh. Geol. B.-A.*, 23 (2): 1-183.
- SCHÖNLAUB H.P. & KREUTZER H.L. (eds.), 1994 - IUGS Subcommittee on Silurian Stratigraphy - Field Meeting Eastern + Southern Alps, Austria. *Ber. Geol. B.-A.*, 30: 1-128.
- SCHÖNLAUB H.P., 1997 - The Silurian of Austria. In: H.P. SCHÖNLAUB (ed.) "IGCP Project 421, North Gondwana Mid-Palaeozoic Biodynamics, Inaugural Meeting, Guidebook". *Ber. Geol. B.-A.*, 40 (1): 20-41.
- WALLISER O.H., 1964 - Conodonten des Silurs. *Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 41: 1-106.



Fig. 4.4 - Pigidio di trilobite *Encrinurus novaki* (M. Cocco, Malborghetto-Valbruna, 4x).



Fig. 4.5 - Graptolite dendroide (Rifugio Nordio, Malborghetto-Valbruna, 2x).

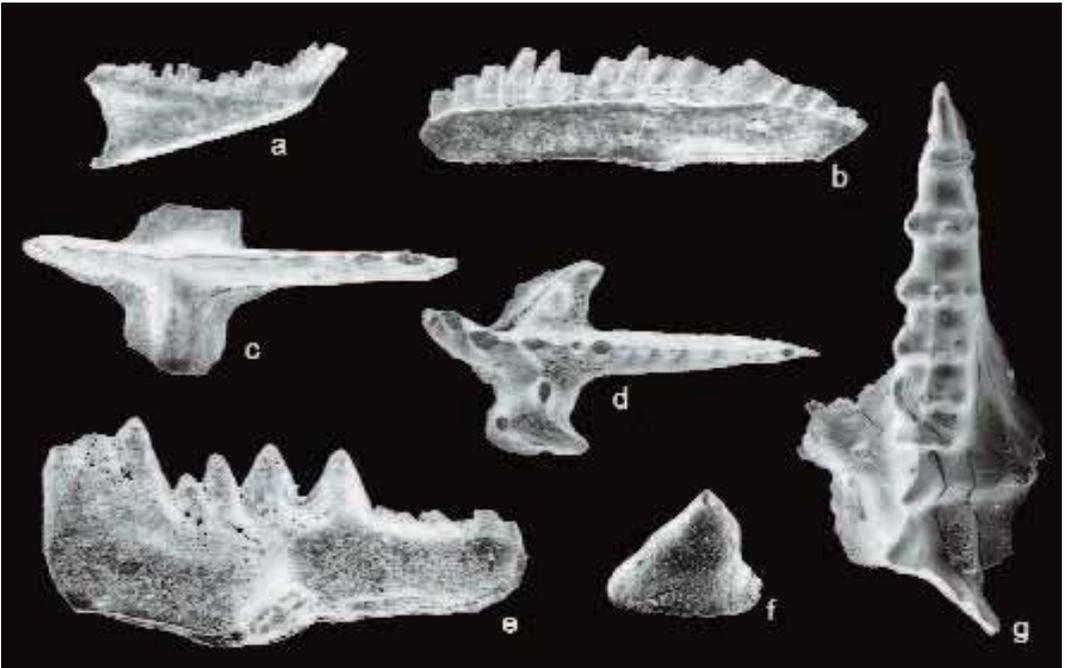


Fig. 4.6 - Conodonti del Siluriano e Devoniano basale delle Alpi Carniche (75x). a) *Belodella resima*; b) *Ozarkodina excavata excavata*; c) *Ozarkodina eosteinhornensis*; d) *Kockelella variabilis variabilis*; e) *Ozarkodina confluens*; f) *Pseudooneotodus beckmanni*; g) *Icriodus woschmidti woschmidti*.



Fig. 4.7 - *Cardiola interrupta*, bivalve caratteristico del Siluriano (Stua Ramàz, Paularo, 1x).

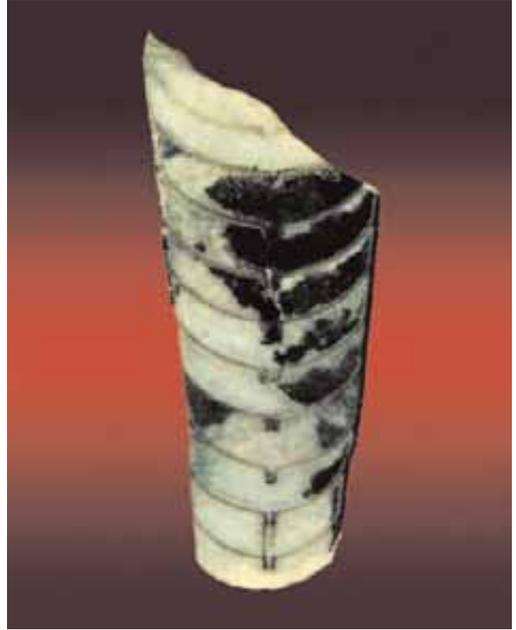


Fig. 4.8 - Sezione di cefalopode Orthocerida (M. Cocco, Malborghetto-Valbruna, 1x).



Fig. 4.9 - Calcare ad *Orthoceras* dai livelli dei Calcari e marne (S) del Siluriano Sup. I calcari ad *Orthoceras* sono diffusi nel Siluriano dell'intero areale mediterraneo (Rio Auernig, versante nord-occidentale del M. Cocco, Malborghetto-Valbruna, 0.5x).

5. DEVONIANO INFERIORE E MEDIO

416-385 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

Cominciamo ad avvertire il cambiamento di temperatura indotto dal lento e progressivo avvicinamento del settore carnico alla fascia equatoriale. Anche l'acqua gradualmente è diventata più calda e si mantiene costantemente sopra i 20°C.

Siamo intorno a 400 milioni di anni fa. Il mare del Devoniano Inf. si presenta in tutta la sua splendida estensione. Un largo braccio in lento approfondimento che si sviluppa in direzione E-W. Ospiterà i depositi calcarei destinati a diventare le future rocce che contribuiranno a rendere famosa nel mondo geologico l'attuale catena carnica.

Nel Devoniano Inf. il colpo d'occhio è meraviglioso. L'oceano inizia a punteggiarsi di isolotti bianchi allineati sulla stessa prospettiva. Sono il risultato del deposito di accumuli calcarei (figg. 5.1 e 5.3), essenzialmente frammenti e gusci ancora intatti, soprattutto di brachiopodi e molluschi gasteropodi (figg. 5.9 e 5.18-24) rielaborati dal moto ondoso (Calcari dolomitici e lastroidi, **D₁**). Sopra ad essi comincerà a svilupparsi il primo embrione di barriera corallina.

Fino a circa 410 milioni di anni fa i depositi calcarei dell'area friulano-carnica si erano originati per accumulo gravitativo (lenta caduta sui fondali per decantazione) e/o meccanico (smistamento ed accumulo di gusci favoriti dal moto ondoso). Ne erano interessati i gusci degli organismi che conducevano vita mobile spostandosi sul fondo marino o nell'acqua.

In questo intervallo geologico, Devoniano Inf. e Medio, le mutate condizioni ambientali consentono anche il proliferare di organismi, sia singoli che riuniti in colonie, vincolati al ristretto spazio in cui nascono e si sviluppano

(figg. 5.13 e 5.14). La scogliera carnica cresce, si amplia ed ispessisce durante 40 lunghi milioni di anni (Calcari di piattaforma, **D₄**).

Noi abbiamo la possibilità di attraversarli di corsa nel nostro viaggio osservando la spettacolare evoluzione di questa enorme struttura biocostruita, larga in origine oltre 5 chilometri ed estesa lateralmente per oltre un centinaio.

Sono accumuli che ora, durante il nostro viaggio nella più antica storia del territorio friulano, stiamo contemplando nell'attimo stesso della loro sedimentazione (**D₄**). Sono rocce ricchissime di fossili che testimonieranno, quasi 400 milioni di anni dopo, l'antico splendore di un territorio per molti caratteri simile agli attuali mari intertropicali.

Intanto gli isolotti calcarei intorno a noi si formano, si modificano, scompaiono, rispuntano al calare di ogni marea ed alla quiete che subentra con lo smorzarsi delle periodiche mareggiate. Ogni singolo granulo o frammento che li costituisce è un infinitesimo resto della sottostante barriera corallina strappato ad essa dalle onde o dagli organismi trituratori di corallo e poi risedimentato a qualche centinaio di metri di distanza.

Quaranta milioni d'anni di continua crescita. Le impalcature scheletriche degli organismi costruttori si affiancano e sovrappongono una all'altra. Per vivere necessitano di acqua limpida, calda e di tanta luce. La porzione vivente della scogliera è costituita da celenterati (comprendenti i coralli comunemente detti), stromatoporoidi (fig. 5.11), alghe incrostanti, tutti poggianti sopra una massa carbonatica formata dai resti scheletrici degli organismi che li hanno preceduti. A loro volta, morendo, diventeranno la base d'appoggio per i loro discendenti e così di seguito, fino a generare imponenti cattedrali sottomarine di roccia calcarea.

Un po' come se centinaia e migliaia di generazioni della stessa famiglia continuassero a vivere nel medesimo edificio contribuendo ad ampliarlo, prima durante i secoli e poi nel trascorrere dei millenni ed oltre,

Fig. 5.1 - Val Valentina (Austria). Parete nord della Creta delle Chianevate. Vista da ovest. Vi affiorano, con esposizione perfetta, i Calcari dolomitici e lastroidi (**D₁**) con i quali inizia la successione devoniana delle Alpi Carniche.

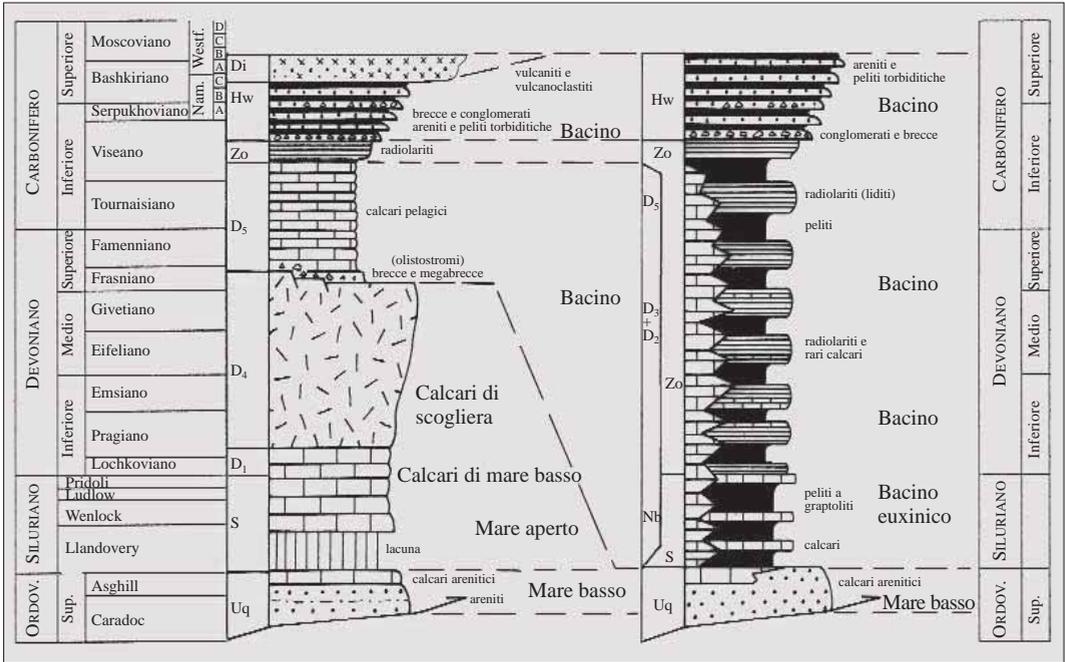


Fig. 5.2 - Schemi stratigrafici semplificati riferibili alla successione paleozoica delle Alpi Carniche con indicazione delle unità deposte negli ambienti di mare basso e di mare più profondo (aperto). Le sigle corrispondono a quelle utilizzate nella "Carta Geologica delle Alpi Carniche", allegata al presente volume.

espandendolo in altezza e superficie con la continua aggiunta di nuove stanze, nuovi piani, nuovi corridoi, uno sull'altro o di fianco ai precedenti. Finendo però sempre con l'abitare solo le parti di più recente costruzione.

Ci sembra che durante questi quaranta milioni di anni devoniani tutto si mantenga pressoché inalterato. La scogliera, distante forse un centinaio di chilometri dalle più vicine terre emerse, si raccorda dolcemente, tramite una rampa a debole inclinazione, con le zone più profonde del mare aperto (fig. 5.7). In esse si depositano fanghi calcarei (Calcarei a tentaculiti, D_2) e meno frequenti sedimenti silicei finissimi (Fm. di Zollner, Zo) tipici dei fondali sottomarini situati in mare aperto, lontano dalla scogliera.

La scogliera devoniana delle Alpi Carniche (D_4) sta diventando la più ampia ed imponente scogliera del Paleozoico d'Europa. Il suo fulcro è formato da una porzione vivente,

biocostruita, ossia un insieme massiccio, dato da "impalcature scheletriche" di carbonato di calcio. Il $CaCO_3$ è sintetizzato dagli stessi organismi costruttori che lo prelevano dall'acqua marina ricca in sali disciolti e scomposti.

La porzione vivente (e massiccia) della scogliera prolifera e s'espande sotto di noi con ritmi sostenuti (D_4). Lo sviluppo è continuamente contrastato dall'infrangersi dei marosi e dalla voracità degli organismi superiori. La velocità di riproduzione ed ampliamento è maggiore rispetto al ritmo della sua distruzione. La scogliera nel tempo si ingrandisce.

Alcuni generi di pesci divorano le parti organiche dei biocostruttori e per cibarsene ne distruggono sistematicamente, allora come oggi, le parti rigide.

Queste, sotto forma di frammenti da medie ad infinitesime dimensioni, sono a volte risedimentate dalle mareggiate (figg. 5.8 e 5.11) sul lato interno della fascia biocostruita (la



Fig. 5. 3 - Passo della Valentina e Lago Volaia (1951 m); vista da ovest. Dai detriti di falda emergono, ben stratificati, i calcari devoniani inf. di mare basso (Calcarei dolomitici e lastroidi, **D₁**). L'orizzonte lentiforme massiccio corrisponde ad un deposito di scogliera (biocostruito) che ha momentaneamente interrotto la sedimentazione degli strati lagunari.



Fig. 5.4 - T. Chiarsò (sponda destra) alla Stua Ramàz, a nord di Paularo. Calcari del Devoniano Inf. (Calcari a tentaculiti, **D₂**) formati da alternanze decimetriche di strati rossastri (deposizione lenta per decantazione) e grigi (deposizione rapida per flusso di particelle calcaree che si ridistribuiscono sui fondali marini a profondità di molte decine di metri).



Fig. 5.5 - Creta di Timau (1847 m). La parete sub-verticale che incombe sul paese omonimo è formata da Calcari di transizione (D_3) di età devoniana inf.-media. Alla base della Creta si colloca la sorgente carsica perenne del Fontanon di Timau nota già in epoca romana. Vista da sud.

scogliera propriamente detta). Altre volte, ancora più spesso, sono spostate dalle correnti e franano sott'acqua verso il mare aperto (Calcareniti di transizione, D_3), nelle zone che via via passano a profondità maggiori, esternamente alla porzione biocostruita della scogliera stessa (fig. 5.7). Sul retro della fascia massiccia biocostruita trova spazio un ambiente tranquillo, la cosiddetta laguna (D_4 , non distinta in carta). In essa le acque, solitamente basse, calde e calme, sono solo occasionalmente agitate dalle mareggiate che, in ogni caso, smorzano gran parte della propria energia contro la fascia biocostruita.

All'interno della laguna i sedimenti che si accumulano sono in prevalenza fanghi calcarei (micriti). Con il passare del tempo daranno luogo ad una successione di sottili strati a tratti ricchi in organismi quali, ad esempio, amphipore (fig. 5.12), organismi problematici lunghi

qualche centimetro, oggi considerati spugne; alghe, brachiopodi, crinoidi e stromatopori.

Lungo il fronte esterno della scogliera (fig. 5.7) si accumulano invece i depositi... riciclati (D_{3a} - D_{3b}). Sono formati da quei frammenti, delle dimensioni più varie, erosi e strappati dalla porzione superficiale, quella vivente, della scogliera stessa. Formano i cosiddetti depositi di "avanscogliera" (*talus*), caratteristici per la loro stratificazione inclinata verso l'esterno.

Ora osserviamo meglio la morfologia dei fondali. Si abbassano progressivamente mano a mano che si procede verso il largo, verso il mare aperto. Inizialmente prevalgono i depositi a frammenti più grossolani (D_{3b}) poi, via via che ci allontaniamo passando a profondità maggiori, questi lasciano il posto a strati di sabbie calcaree (D_{3a}) che, ancora più in profondità, si intercalano a pre-



Fig. 5.6 - Monti di Voliaia, versante sud-ovest. Calcari di piattaforma (D_4) devoniani formanti il caratteristico contrafforte roccioso che prosegue continuo per alcuni chilometri, dal Passo Voliaia al Passo Giramondo, come parte di una grande piega ercinica (v. Cap. 8) ad asse sub-verticale. Vista da sud.

valenti fanghiglie calcaree, le micriti (D_2) (fig. 5.4).

L'origine di questi ultimi strati è per decantazione, ossia per caduta gravitativa di particelle finissime originariamente disperse nel volume dell'acqua marina. Non provengono più direttamente dal disfacimento della scogliera e, verso zone ancora più esterne e lontane da questa, sono sostituite lateralmente da sottili accumuli di fanghiglie silicee (le future radiolariti) alternate a livelli argillosi (Z_0).

Quanto abbiamo osservato durante il Devoniano è stato, in sintesi, il proliferare di un corpo di scogliera organogena (D_4). La sua porzione biocostruita e massiccia ha favorito la tutela del retrostante ambiente lagunare protetto (D_4 , non distinto in carta). Al tempo stesso ha approvvigionato di sedimenti il proprio fronte esterno (D_{3a} e D_{3b}) formando

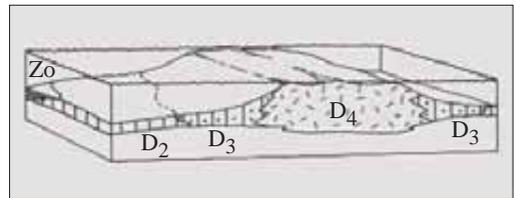


Fig. 5.7 - Evoluzione del settore carnico durante il Devoniano con sviluppo di un potente corpo di scogliera (Devoniano Inf.-Medio): Calcari di piattaforma (D_4), Calcareniti di transizione (D_3), Calcari a tentaculiti (D_2), Fm. di Zollner (Z_0).

un'estesa rampa di raccordo, a debole inclinazione, tra le zone superficiali della scogliera e i fondali di mare più aperto (fig. 5.7).

In questi ultimi la sedimentazione è stata prima calcarea finissima (D_2) per poi passare, in zone più lontane e profonde, a prevalentemente silicea con diffusi fanghi a radiolari e argille (Z_0).

Scheda delle unità

Calcari dolomitici e lastroidi (D₁)

Età: Lochkoviano (Devoniano Inf.).

Fossili: Bivalvi, cefalopodi, crinoidi, trilobiti, conodonti.

Litologie: Micriti (originari fanghi calcarei), calcisiltiti, biocalcareni da grigio scure a chiare.

Spessore: Varia da 80 a 180 m.

Calcari a tentaculiti (D₂)

Età: Lochkoviano-Givetiano (Devoniano Inf.-Medio).

Fossili: Tentaculiti (dacrioconaridi), brachiopodi, crinoidi, trilobiti, conodonti.

Litologie: Biomicriti nodulari alternate a sottili marne e rare calcareniti. Colore rosso cupo che varia fino a giallo e grigio.

Spessore: È compreso tra 180 m (facies neritiche) e 120 m (facies pelagiche).

Calcareniti di transizione distali (D_{3a})

Età: Pragiano-Frasniano (Devoniano).

Fossili: Alghe, foraminiferi, coralli, brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi (nautilidi, ortoceratidi, ammonoidi), crinoidi, trilobiti, conodonti.

Litologie: Prevalenti calcareniti e calcisiltiti con intercalazioni micritiche.

Spessore: La potenza massima è circa 200 m.

Calcareniti di transizione prossimali (D_{3b})

Età: Pragiano-Famenniano (Devoniano).

Fossili: Alghe, stromatoporoidi, foraminiferi, coralli, brachiopodi, cefalopodi (nautilidi, ortoceratidi, ammonoidi), echinodermi, trilobiti, conodonti, pesci (scaglie e denti).

Litologie: Calcareniti e calciruditi in banchi massicci.

Spessore: Si aggira sui 500 m.

Calcari di piattaforma (D₄)

Età: ?Lochkoviano-Frasniano (Devoniano).

Fossili: Alghe, stromatoporoidi, amphipore, coralli, brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, crinoidi, trilobiti, conodonti, pesci (scaglie e denti).

Litologie: Calcari biocostruiti in banchi metrici e subordinati calcari algali a tratti bituminosi, biocalcareni ad articoli di crinoidi, calcari laminati spesso dolomitici con vacuoli da dissoluzione.

Spessore: Varia tra 500 e 1200 m, con massimi nel massiccio del M. Coglians.



Fig. 5.8 - Calcari di mare basso di età devoniana media (Calcari di piattaforma, D₄). Si possono definire "bioclastici" in quanto formati da frammenti di origine biogena (gusci, impalcature mineralizzate e altro tritume di origine organogena).

Affioramenti

Gli affioramenti di età devoniana inf. e media appartengono a unità prevalentemente calcaree (**D₁₋₄**) che si arricchiscono di intercalazioni marnose nella porzione inferiore della successione (**D₂**). Osservando la carta geologica, l'insieme delle unità devoniane, spesso conservate in passaggio stratigrafico reciproco, forma una successione di poderosi massicci rocciosi che, con quote sempre elevate, sono quasi ovunque collocati lungo la fascia dell'attuale spartiacque di prim'ordine tra i bacini del Mare Adriatico e del Mar Nero. Lo spartiacque principale, in tutta l'area rilevata, coincide con il confine italo-austriaco.

Tra i rilievi di età devoniana inf. e media si riconoscono, da ovest verso est e formanti un'unica fascia pressoché continua di chiari massicci calcarei, i Monti di Volaia (fig. 5.6), il M. Coglians (fig. 20.7), la Creta delle Chianevate, il Pizzo Collina, la Creta di Collinetta e, a oriente del Passo di M. Croce Carnico (fig. 19.1), il Pal Piccolo, il Cuelat (Freikofel), il Pizzo di Timau (fig. 8.3), tutti collocati, con le rispettive cime, lungo lo spartiacque principale. Ad essa si affianca una parallela e più settentrionale linea di carbonati devoniani situata completamente in territorio austriaco. È rappresentata dai rilievi dei Monti Rauchkofel, Gamskofel e Polinik. Si riprende poco più ad oriente con tre nuovi massicci calcarei devoniani, questa volta con esclusivi Calcari a tentaculiti (**D₂**): la Cuestalta (fig. 6.1), il M. Lodin (fig. 6.3) e la Cima Val di Puartis, ammantati da **D₅** e dalle successioni carbonifere in gran parte di natura terrigena silicoclastica (**Hw, P**).

Sono l'inizio di un nuovo nastro continuo di rilievi devoniani che questa volta si estendono pressoché completamente al di qua dello spartiacque, in territorio italiano. Ne sono elementi principali il M. Zermùla e il M. Cavallo di Pontebba (fig. 8.8) con tutta una serie di cime minori allungate nella direzione N120°E, ereditata dall'orogenesi ercinica (v. Cap. 8). Con il M. Cavallo di Pontebba e la sua propaggine più

orientale (M. Malvuerich alto, fig. 17.1) si interrompe la quasi assoluta continuità della fascia di rilievi carbonatici (**D₁₋₄**) del Paleozoico antico. Riprenderà qualche chilometro più ad est, oltre una striscia di terreni tardo-paleozoici e triassici larga 5 km, con i Monti Poludnig, Sagan e, ormai fuori carta, Osternig.

Punti... di vista

Per la visione delle numerose unità di questo intervallo volendo suggerire i siti più interessanti e facilmente raggiungibili sono state scelte due aree in particolare: il M. Coglians, con le sue propaggini, e la zona di Pramosio, sopra Timau.

L'area del M. Coglians risulta utile per la visione diretta dell'unità **D₁**, ben affiorante appena a est del Lago Volaia (fig. 5.3); dell'unità **D₂**, osservabile nell'ampio e ben percorribile dosso roccioso di fronte al punto precedente che una vallecchia detritica separa; dell'unità **D₄**, per osservare la quale si consiglia di raggiungere la propaggine sud-orientale del M. Coglians, a sud della Creta delle Chianevate, denominata Chialderate (2100 m), da dove proviene l'immagine di facies della fig. 5.8.

Spostandosi poi lungo la Valle del T. But e da lì, di fronte a Cleulis, salendo in macchina a Casera Pramosio, comode mulattiere e sentieri conducono in poche decine di minuti agli affioramenti delle unità **D_{3a}** e **D_{3b}**, distribuiti tra la Casera Malpasso e la cima del Pizzo di Timau. In particolare la cava abbandonata situata una cinquantina di metri sotto la quota di Casera delle Manze offre ottime esposizioni nel fronte di taglio dei calcari. Verso la sommità del Pizzo di Timau il sentiero, mai difficile, attraversa entrambe le unità **D₃** che, in contatto stratigrafico continuo, passano ai soprastanti Calcari a goniatiti e climenie (**D₅**).

In aggiunta, un'estesa esposizione della successione calcarea dell'unità **D₂** si attraversa percorrendo la strada che collega Paularo a Cason di Lanza, sopra Casera Meledis bassa.

Per saperne di più

- BRIGO L., DAL PIAZ G.V., FERRARIO A., OMENETTO P. & ZUFFARDI G., 1979 - Correlazioni fra paleogeografia e mineralizzazioni: alcuni esempi dalle Alpi. *Mem. Soc. Geol. It.*, 19: 727-734.
- BRIGO L., DULSKY P., MÖLLER P., SCHNEIDER H.J. & WOLTER R., 1988 - Strata-bound mineralizations in the Carnic Alps/Italy. In: J. BOISSANAIS & P. OMENETTO (eds.) "Mineral deposits within the European Community". Springer: 485-498, Berlin.
- GALLI G., 1985 - Depositional Environments in the Devonian Limestones Succession of the Cima Ombladet (Carnic Alps, Italy). *Facies*, 12: 97-112.
- KREUTZER H.L., 1990 - Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnisches Haupt-kammes. *Jb. Geol. B.-A.*, 133 (2): 275-343.
- KREUTZER H.L., 1992 - Palinspastiche Entzerrung und Neugliederung des Devons in den Zentralkarnischen Alpen aufgrund von neuen Untersuchungen. *Jb. Geol. B.-A.*, 135 (1): 261-272.
- MANARA C. & VAI G.B., 1970 - La sezione e i conodonti del costone sud del M. Rauchkofel (Paleozoico, Alpi Carniche). *Giorn. Geol.*, ser. 2a, 36 (1968) (2): 441-514.
- SPALLETTA C. & PERRI M.C., 1998 - Givetian conodonts from the Poccis section (Carnic Alps, Italy). In: M. C. PERRI & C. SPALLETTA (eds.) "ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook". *Giorn. Geol.*, ser. 3a, 60 (Spec. Issue): 184-188.
- SPALLETTA C. & PERRI M.C., 1998 - Givetian and Frasnian conodonts from the Pramosio 327 section (Carnic Alps, Italy). In: M. C. PERRI & C. SPALLETTA (eds.) "ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook". *Giorn. Geol.*, ser. 3a, 60 (Spec. Issue): 190-197.
- VAI G.B., 1963 - Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaja (Alpi Carniche). *Giorn. Geol.*, ser. 2a, 30 (1962): 137-198.



Fig. 5.9 - Gasteropode Euomphalidae (Passo Volaja, Forni Avoltri, 1.5x).

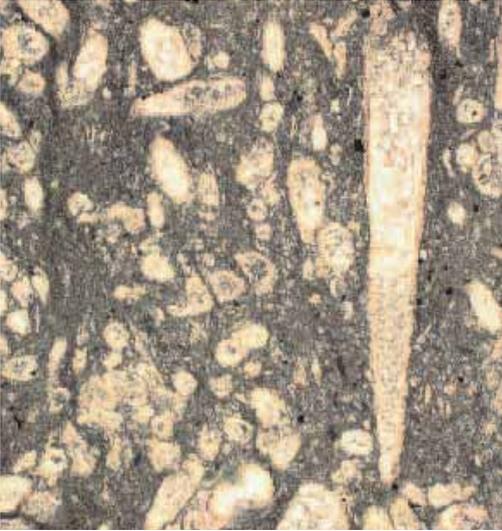


Fig. 5.10 - Sezione sottile (300x) di Calcari a tentaculiti (D_2). Fra i diversi tentaculitidi, un esemplare, sulla destra, mostra in sezione la tipica forma a cono allungato (Cadin di Lanza, Paularo).



Fig. 5.11 - Lastra di calcare in "facies di scogliera". Si notano coralli in sezione, e un grande frammento di stromatoporide, l'elemento allungato sulla sinistra (Monte Coglians, Forni Avoltri, 0.5x).



Fig. 5.12 - Amphipore (Cason di Lanza, Paularo, 1x).



Fig. 5.13 - Colonia di tabulati (*Favosites*), tipici costruttori di scogliere devoniane (Passo Volaiia, Forni Avoltri, 1x).



Fig. 5.14 - Colonia di tabulati (M. Rauckhofel, Austria 1x).



Fig. 5.15 - Particolare di tetracoralli del genere *Hexagonaria* (Passo Volajaia, Forni Avoltri, 2x).

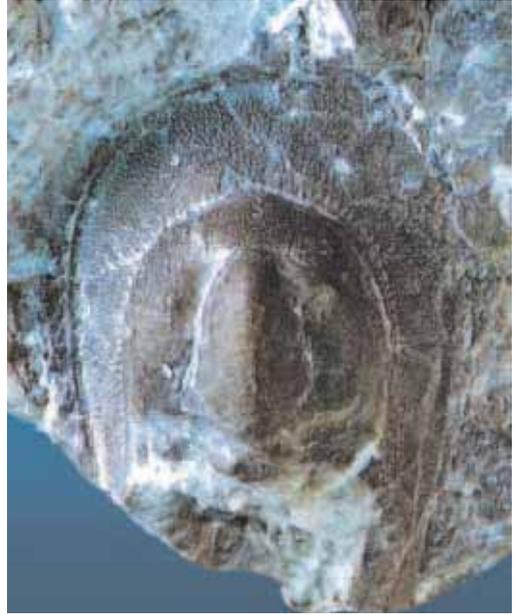


Fig. 5.16 - Cefalo di trilobite del genere *Harpes* (Passo Volajaia, Forni Avoltri, 3x).



Fig. 5.17 - Calici e frammenti di steli di crinoidi (Passo Volajaia, Forni Avoltri, 1x).

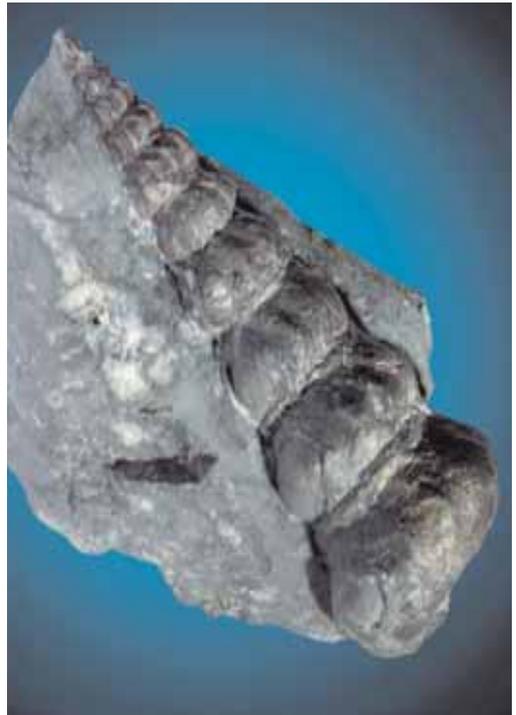


Fig. 5.18 - Gasteropode del genere *Loxonema* (Passo Volajaia, Forni Avoltri, 0.5x).



Fig. 5.19 - Gasteropode del genere *Pleurotomaria* (Passo Volaiia, Forni Avoltri, 1x).

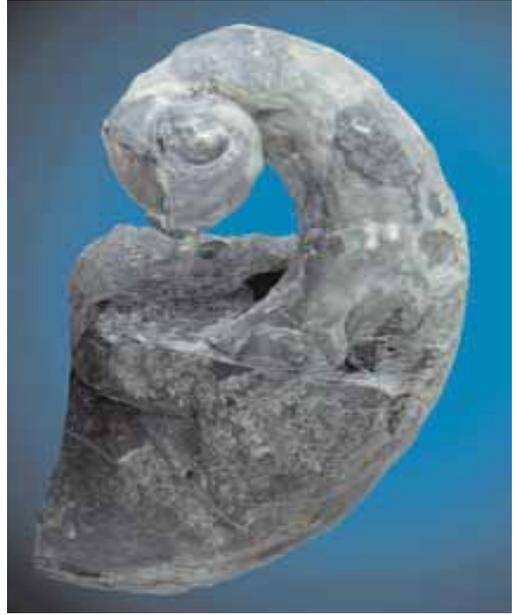


Fig. 5.20 - Gasteropode del genere *Phanerotrema* (Passo Volaiia, Forni Avoltri, 0.7x).



Fig. 5.21 - Il particolare gasteropode *Tremanotus insectus* (Passo Volaiia, Forni Avoltri, 0.7x).



Fig. 5.23 - *Retzia haidingeri dichotoma*, brachiopode, (Casera Monumenz, Paluzza, 1x).

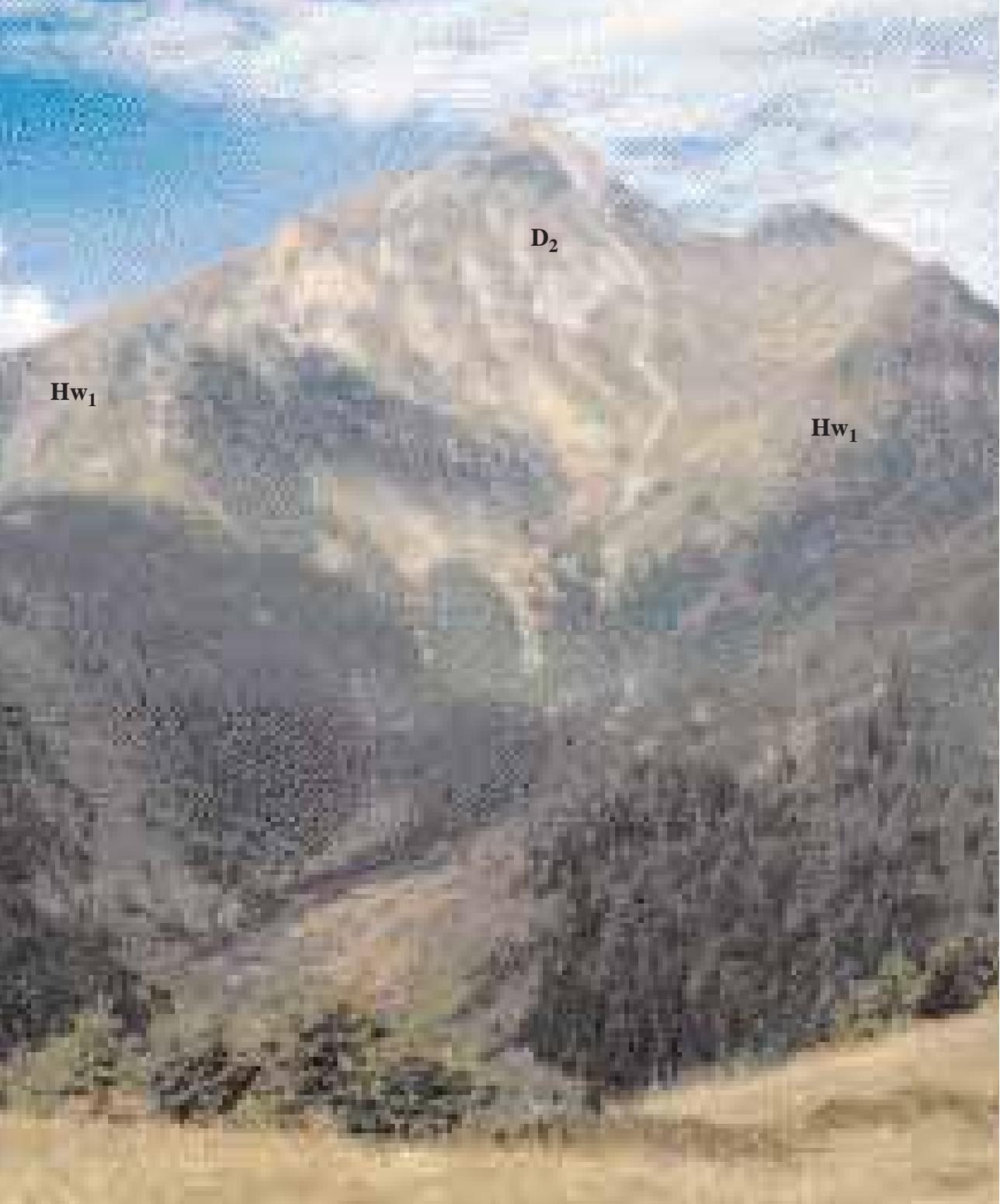


Fig. 5.22 - Delthyrididae, brachiopode spiriferide (Passo Volaiia, Forni Avoltri, 1.5x).



Fig. 5.24 - Brachiopode Rhynchonellida (Passo Volaiia, Forni Avoltri, 1x).

6. DEVONIANO SUPERIORE -
CARBONIFERO INFERIORE
385-360 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

All'inizio del Devoniano Sup. la scogliera carnica è ormai diventata un prisma tabulare spesso quasi mille metri ed esteso in pianta per parecchie centinaia di chilometri quadrati. Improvvisamente, dopo 40 milioni d'anni di calma, succede qualcosa di imprevisto.

L'intera scogliera è scrollata da tremori e vibrazioni. Intorno a noi il mare si fa agitato. Sono gli effetti superficiali di una serie di terremoti che, colpendo il settore friulano-carnico, producono il progressivo lento annegamento di una parte dell'estesa scogliera devoniana.

Col tempo l'intero corpo della scogliera prende a sprofondare, frammentato da numerose faglie verticali che progressivamente ne abbassano porzioni sempre più ampie (fig. 6.3). Bastano poche centinaia di migliaia di anni e l'intera scogliera devoniana si trova sommersa molte decine di metri sotto la superficie del mare.

Al rapido sprofondamento si associa la tendenza ad un raffreddamento globale delle temperature medie delle acque marine superficiali che congiuntamente decretano l'estinzione di molti generi e specie di organismi costruttori. Per il settore carnico inizia la rapida ed ingloriosa fine di un corpo biocostruito che ha raggiunto dimensioni enormi e che con la sua presenza, durata quaranta lunghi milioni di anni, ha caratterizzato i mari friulani d'età devoniana.

La fase sismica ha determinato i movimenti verticali resisi responsabili della frammentazione e dell'annegamento di ampie porzioni di scogliera. La causa prima di questa instabilità è imputabile ad un trascinarsi crostale subito dal territorio carnico di allora.

Un meccanismo di questo tipo, collegato a lente traslazioni orizzontali di masse semi-



Fig. 6.2 - Radiolariti della Fm. di Zollner (**Zo**). Hoderkopf, a nord della Cima Avostanis.

fluide concentrate nelle profondità della Terra, è alla base dei reciproci movimenti, anche attuali, delle singole placche litosferiche.

Alla prima serie di terremoti segue un periodo di apparente calma. Sopra alle porzioni sprofondate di quella che era stata un'estesa striscia bianca e azzurra brulicante di forme di vita ora si vanno depositando strati di fanghiglie calcaree (micriti) caratteristiche di ambienti marini più aperti (Calcarei a goniatiti e climenie, **D₅**, fig. 6.3), ricchi di climenie e goniatiti (figg. 6.5-8), progenitori degli ammonoidi, dal caratteristico guscio piano-spiralato le cui dimensioni abitualmente si aggirano da uno a qualche centimetro e solo in rari casi superano i 10 cm (fig. 6.6).

La tendenza allo sprofondamento non si placa. Lo testimoniano i successivi metri di fanghiglie silicee a radiolari alternate ad argille (Fm. di Zollner, **Zo**) che di qui a breve si sovrapporranno alle micriti sostituendole ovunque. Fino a questo momento tale tipo di sedimenti sembra rimasto relegato alle aree più distali.

Ora invece, sotto di noi, nelle profondità marine, le melme silicee formate dall'accumulo dei microscopici gusci di radiolari - destinate col tempo a trasformarsi in strati compatti e durissimi (**Zo**, fig. 6.2) - hanno rivestito gran parte dei fondali, stendendo un velo di sedimenti che, solo apparentemente, sembra riportare la calma nel settore carnico.

Fig. 6.1 - La Cuestalta (2198 m), il cui versante nord è formato da calcari devoniani (**D₂**, **D₅**) che, verso sud, lasciano il posto alle potenti arenarie e peliti del "Flysch ercinico" (Fm. del Hochwipfel, **Hw₁** e Fm. del Dimon, **Di₁**). Vista da est.

Intanto la placca carnica sta andando alla deriva verso nord e nord-ovest avvicinandosi, in rotta di collisione, al vasto blocco continentale costituito dall'America del Nord e dall'Europa settentrionale, a quel tempo ancora saldamente unite tra loro e con la Groenlandia.

Lo scontro appare ormai inevitabile. Per ora ci tutela percepire che la nostra posizione è interna alla placca, distante alcune centinaia di chilometri dal futuro margine collisionale.

Scheda delle unità

Calcarei a goniatiti e climenie (D_5)

Età: Frasniano-Viseano (Devoniano Sup.-Carbonifero Inf.).

Fossili: Brachiopodi, bivalvi, cefalopodi (ortoceratidi, ammonoidi), crinodi, trilobiti, conodonti, pesci (scaglie, denti).

Litologie: Calcarei micritici reticolati grigi, rosati e nocciola e più rari calcari nodulari.

Spessore: Varia da pochi metri (Rif. Marinelli) a circa 200 m (Pramosio).

Fm. di Zollner (Zo)

Età: Pragiano-Viseano (Devoniano Inf.-Carbonifero Inf.).

Fossili: Radiolari, conodonti.

Litologie: Selci radiolaritiche nere, grigie e biancastre intercalate ad argilliti nere e rari sottili calcari micritici.

Spessore: È compreso tra 2 m (Rio Chianaletta, Collina) e il centinaio (Zollner See).

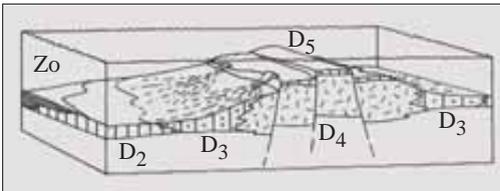


Fig. 6.3 - Evoluzione del settore carnico durante il Devoniano Sup. Il settore sprofonda guidato dall'attivazione di faglie distensive sinsedimentarie. I depositi che cominciano a formarsi sopra la scogliera che annega sono di mare più profondo. Calcarei a goniatiti e climenie (D_5); Calcarei di piattaforma (D_4); Calcareni di transizione (D_3); Calcarei a tentaculiti (D_2); Fm. di Zollner (Zo).

Affioramenti

Delle due unità deposte in questo intervallo, la più diffusa risulta senza dubbio quella a litologie calcaree, denominata Calcarei a goniatiti e climenie (D_5). Si distribuisce su tutta la fascia di confine italo-austriaco, sia sotto forma di scaglie tettoniche, sia conservando il passaggio agli esigui spessori, sovente non cartografabili, di radiolariti e peliti (Zo).

Tra i meridiani di Forni Avoltri e di Ligosullo l'unità D_5 forma di preferenza nuclei di medie e piccole dimensioni. Ad est del meridiano di Ligosullo la stessa unità dà luogo esclusivamente a fasce strette ed allungate nelle direzioni E-W ed WNW-ESE.

Le radiolariti e peliti (Zo) affiorano in modo discontinuo, con nuclei che solo oltre confine acquistano una certa ampiezza, pur senza dare mai corpo a singole estensioni superiori al km². Anche questa unità in affioramento si colloca lungo la fascia del confine di stato.

Punti... di vista

Tra i numerosi affioramenti dell'unità Calcarei a goniatiti e climenie (D_5) ve n'è uno che è su tutti consigliabile per la sua esposizione e la facilità d'accesso dell'ubicazione. È collocato alla Stua Ramàz, lungo la strada intercomunale Paularo-Pontebba, 1 km a nord del Plan di Zermùla, sul versante sinistro del T. Chiarsò. L'unità D_5 , ricca in climenidi di dimensioni centimetriche, passa tramite un'esigua intercalazione di pochi decimetri (non cartografabile) di radiolariti (Zo) alle successive peliti ed areniti della Fm. del Hochwipfel (Hw_1). L'affioramento è facilmente individuabile per il netto stacco litologico.

Questo nucleo fa parte di un vasto settore, ampio una ventina di km² e centrato sul M. Zermùla, caratterizzato da successioni ordoviciano-carbonifere ad assetto rovescio.

Anche il settore di Pramosio (a nord-est di Timau), ora comodamente raggiungibile in macchina, offre un'ottima esposizione dell'u-

unità **D₅**, qui ad assetto diritto, che si distribuisce tra i ripiani erbosi a monte dell'omonima Casera e, pressoché in continuità, passa a formare parte delle ripide pareti rocciose che culminano con la vetta del Pizzo di Timau.

Si suggeriscono due ulteriori nuclei che conservano buone esposizioni dell'unità **D₅**, passante a spessori non cartografabili dell'unità **Zo**, coperta a sua volta in continuità dalla Fm. del Hochwipfel (**Hw₁**). Sono ubicati rispettivamente sulla zona di culmine della

Creta di Ombladet, a nord-est di Forni Avoltri, e del M. Lodin, a nord di Paularo. Entrambi hanno lo svantaggio di essere raggiungibili solo con lunghi percorsi a piedi.

Per le radiolariti e peliti (**Zo**), si segnala il settore dello Zollner See (1 km²), raggiungibile in macchina dal versante austriaco. In aggiunta, con lungo percorso a piedi, dà molta soddisfazione l'esteso affioramento di radiolariti a fitta stratificazione decimetrica situato a nord di Cima Avostanis (Timau).

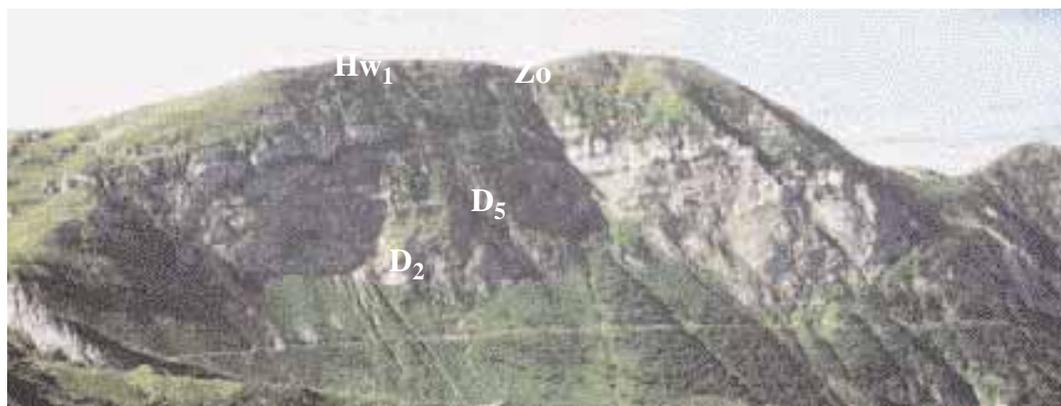


Fig. 6.4 - Versante settentrionale del M. Lodin (2015 m). Quasi alla sommità si nota il passaggio stratigrafico tra le unità calcaree devono-carbonifere (**D₅**) e le silicoclastiti della Fm. del Hochwipfel (**Hw₁**). Tra le due si interpone un sottile orizzonte di radiolariti scure (Fm. di Zollner, **Zo**), non cartografabile.

Per saperne di più

- BRIGO L., DULSKY P., MÖLLER P., SCHNEIDER H.J. & WOLTER R., 1988 - Strata-bound mineralizations in the Carnic Alps/Italy. In: J. BOISSANAIS & P. OMENETTO (eds.) "Mineral deposits within the European Community". Springer: 485-498, Berlin.
- CANTELLI C., SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C., 1982 - Sommersione delle piattaforme e rifting devonodinantiano e namuriano nella geologia del Passo di Monte Croce Carnico. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (eds.) "Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale". Guide geol. reg. S.G.I., Tecnoprint: 293-303, Bologna.
- GALLI G., 1984 - Hercynian synsedimentary tectonics: new analytical data. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 36, 453-460.
- GALLI G., 1985 - Depositional Environments in the Devonian Limestones Succession of the Cima Ombladet (Carnic Alps, Italy). *Facies*, 12: 97-112.
- KREUTZER H.L., 1990 - Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnisches Hauptkammes. *Jb. Geol. B.-A.*, 133 (2): 275-343.
- PERRI M.C. & SPALLETTA C., 1980 - Conodonti e biozonatura del Frasniano (Devoniano Superiore) di Pramsoio, Alpi Carniche. *Boll. Soc. Paleont. It.*, 19 (2): 281-310.
- SCHÖNLAUB H.P., KLEIN P., MAGARITZ M., RANTITSCH G. & SCHARBERT S., 1991 - Lower Carboniferous paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). *Facies*, 25: 91-118.
- SPALLETTA C., 1983 - Concordanza stratigrafica tra carbonati, radiolariti e Flysch ercinico nelle Alpi Carniche (Devoniano-Silesiano). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 24 (1982): 11-21.
- VAI G.B., 1980 - Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. *Lethaia*, 13: 79-91.



Fig. 6.5 - Esemplare di ammonoide del genere *Progonioclymenia* (Casera Pramasio, Paluzza, 2x).

Fig. 6.6 - *Gonioclymenia*, ammonoide presente sulla superficie di strato dei calcari di mare aperto (**D₅**). È uno dei rari esempi di taglia gigante (diametro circa 10 cm) trovati nei depositi calcarei devono-carboniferi della catena carnica (fascia calcarea tra le Casere Pramasio alta e bassa, Paluzza, 0.5x).



Fig. 6.7 - Ammonoide *Kosmoclymenia* cfr. *undata* (Casera Pramasio, Paluzza, 3x).

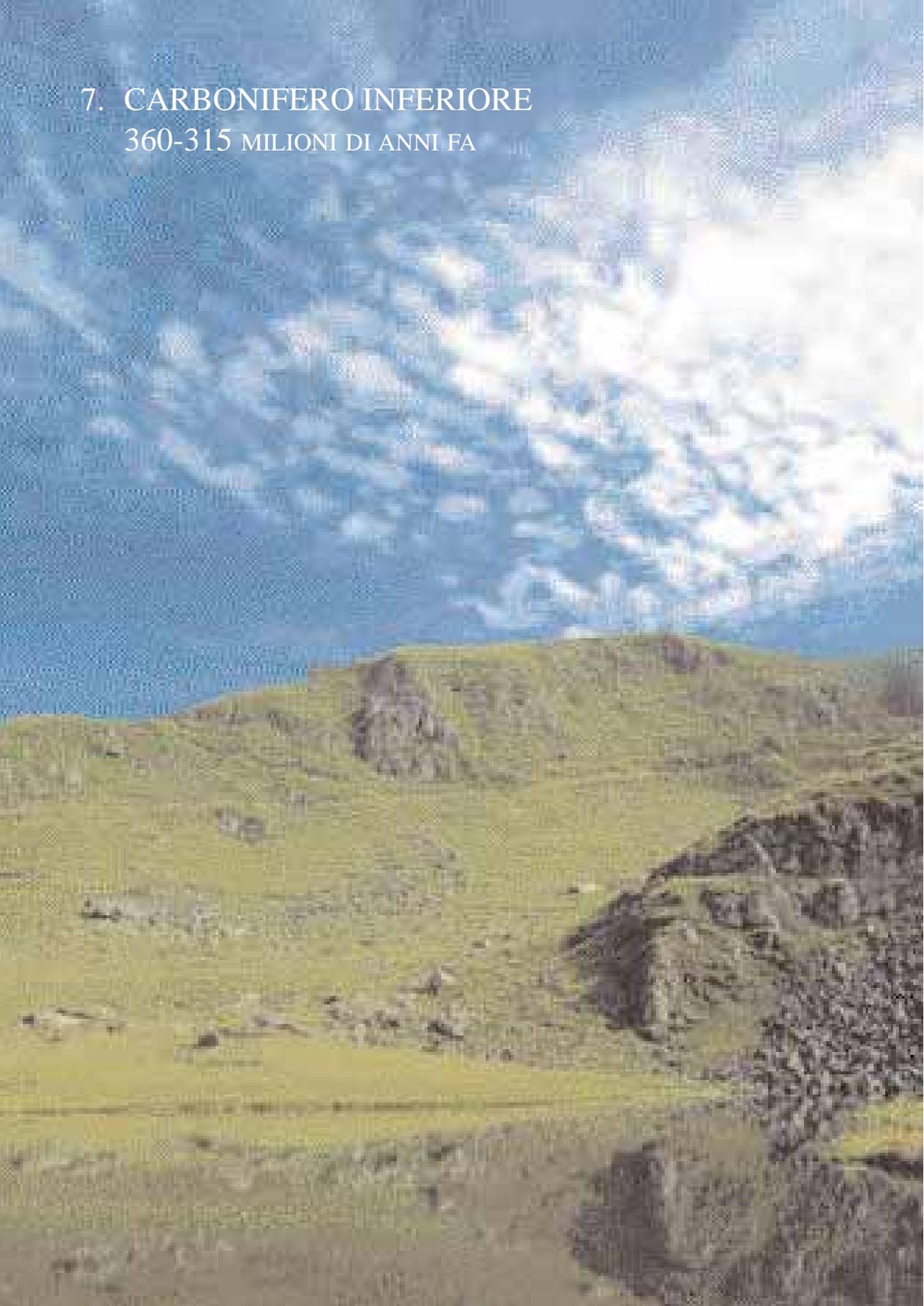


Fig. 6.8 - Ammonoide ?*Agoniatites* (Casera Pramasio, Paluzza, 2x).



Fig. 6.9 - Cefalo di *Trimerocephalus* sp., trilobite dei Calcari a goniatiti e climenie (**D₅**) (Casera Pramasio, Paluzza, 6x).

7. CARBONIFERO INFERIORE 360-315 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

Il settore friulano-carnico durante il Paleozoico antico appartiene ad una placca sottoposta a particolari spostamenti. Nel Carbonifero Inf. il settore crostale corrispondente alle odierne Alpi Carniche si trova nella condizione di un treno in corsa. Si muove lentamente verso un secondo convoglio che procede in senso opposto e sullo stesso binario. Il secondo treno è rappresentato dal blocco America del Nord, Europa settentrionale e Groenlandia, mentre quello in progressivo avvicinamento è composto da Marocco, Spagna, Francia, Corsica, Sardegna, Italia settentrionale, Germania e, tra gli ultimi vagoni, l'area carnica e carinziana. L'ordine di grandezza della velocità di avvicinamento potrebbe essere compreso tra cinque e dieci centimetri all'anno.

Lo scontro fra i due blocchi crostali è inevitabile e poderoso. All'interno del settore che comprende l'area carnica si manifestano fenomeni differenti da zona a zona; i tempi e gli effetti della collisione non sono gli stessi per tutto il blocco crostale.

I vagoni di testa cominciano a risentire per primi, e in modo molto marcato, le conseguenze della collisione. Succede infatti che, mentre nell'area carnica (la coda del treno) proseguono le distensioni prima descritte, la parte anteriore del convoglio è già implicata nel colossale scontro. Cominciano così a formarsi lontane (rispetto alla nostra posizione!) catene montuose che, con il trascorrere dei milioni di anni, si ampliano progressivamente da nord-ovest verso sud-est.

Noi, nel nostro viaggio attraverso il Paleozoico della Carnia, siamo giunti esattamente nel momento in cui le prime lontane catene montuose nord-occidentali, effetto precoce della collisione crostale, emergono dal mare.

Fig. 7.1 - Il M. Dimon (2043 m) con il Lago omonimo (1852 m). Gran parte degli affioramenti è formata da vulcaniti carbonifere (**Di_a**) appartenenti alla Fm. del Dimon che in questo rilievo ha il proprio luogo di denominazione.



Fig. 7.2 - Alla Cresta Verde (Timau) tra le arenite e peliti della Fm. del Hochwipfel (**Hw₁**) si intercala un livello ruditico a grossi clasti carbonatici (**Hw₂**). Rappresenta un olistostroma (frana sottomarina) scivolato gravitativamente da una scarpata di faglia attiva (cfr. fig. 7.5).

I rilievi montuosi che si generano corrispondono ad una fascia che dalla zona di Sappada si estende ad occupare l'attuale Italia settentrionale centro-occidentale (Alto Adige, Lombardia, Piemonte, Valle d'Aosta), nonché parte dell'Europa nord-occidentale.

C'è da aggiungere che in quei tempi tra il settore di Sappada (vagoni del centro treno) e il settore carnico-tarvisiano (ultimi vagoni) si interponeva in continuità un ulteriore settore esteso circa una trentina di chilometri. Parecchi vagoni dunque, collegati da una parte a quelli del Comelico e Cadore e dall'altra a quelli della Carnia e Tarvisiano. Di essi oggi non resta traccia in affioramento. Solo dopo ne capiremo la ragione.

Immediatamente gli agenti atmosferici sottopongono i rilievi, ancora in rapido sollevamento, a profonde erosioni superficiali. Parte dei prodotti smantellati, in prevalenza sabbie e limi, giungono al mare da nord-ovest e da lì si diffondono nelle profondità marine dell'area carnica, proprio sotto di noi. Daranno origine a quella potente successione di rocce nettamente stratificate (fig. 7.3) che sarà nota, 330 milioni di anni più tardi, come Formazione del Hochwipfel (**Hw**). Una successione rocciosa destinata a formare la gran parte dei futuri rilievi carnici più antichi (v. Cap. 8).

A metà Carbonifero Inf., dopo un breve intervallo di calma apparente, per il settore carnico la storia geologica torna dunque a farsi avvincente. Si stanno preparando dei colpi di scena ad effetto. Inizia ora, nel Viseano, collocato a metà del Carbonifero Inf., un intervallo geologicamente critico, caratterizzato da mutamenti veloci ed improvvisi. Cominciamo a rendercene conto quando, dopo un'apparente calma durata pochi milioni di anni, nuovi boati salgono dal profondo.

La fisiografia dei fondali sottomarini della Carnia e del Pontebbano cambia di nuovo e molto rapidamente sotto i nostri sguardi attenti. Fenditure profonde si aprono nell'antica scogliera ormai diventata roccia (**D₃** e **D₄**). Le vecchie fratture e faglie attivatesi nel Devoniano Sup. diventano sede di nuovi movimenti e, come si dice in simili casi, sono ora riattivate.

Alcune porzioni di quella che era stata la scogliera più grande d'Europa (**D₄**), ora spro-

fondata e coperta da fanghi calcarei di mare più aperto (**D₅**) e da fanghi radiolaritici (**Zo**), si incrinano e si spezzano per la violenza dei sismi, frammentandosi in enormi settori che si abbassano ulteriormente uno rispetto all'altro come giganteschi scalini.

Dalle scarpate che collegano la serie di instabili gradoni, alti fino a parecchie decine di metri, prendono a staccarsi numerose frane sottomarine (**Hw₂**). Prima grossi blocchi isolati che sprofondano sollevando lente nuvole di fango in sospensione, poi crolli in massa di porzioni dell'antica scogliera, ferita con insistenza dai sismi. I blocchi sembrano staccarsi con lentezza sotto un'acqua che s'intorbida progressivamente lungo il percorso di scivolamento (fig. 7.2). Sono tracce torbide che a volte riusciamo a seguire per sei, otto, anche dieci chilometri prima che il tutto si quieti in attesa di nuove scosse e ulteriori cedimenti.



Fig. 7.3 - Successione torbiditica della Fm. del Hochwipfel (**Hw₁**) formata da areniti prevalentemente alternate a sottili strati pelitici (originarie fanghiglie).



Fig. 7.4 - Breccia della Fm. del Hochwipfel (**Hw₃**) formata da clasti centimetrici di selce (radiolarite) nelle sue due varietà, nera e grigio chiara (Casera Malpasso).

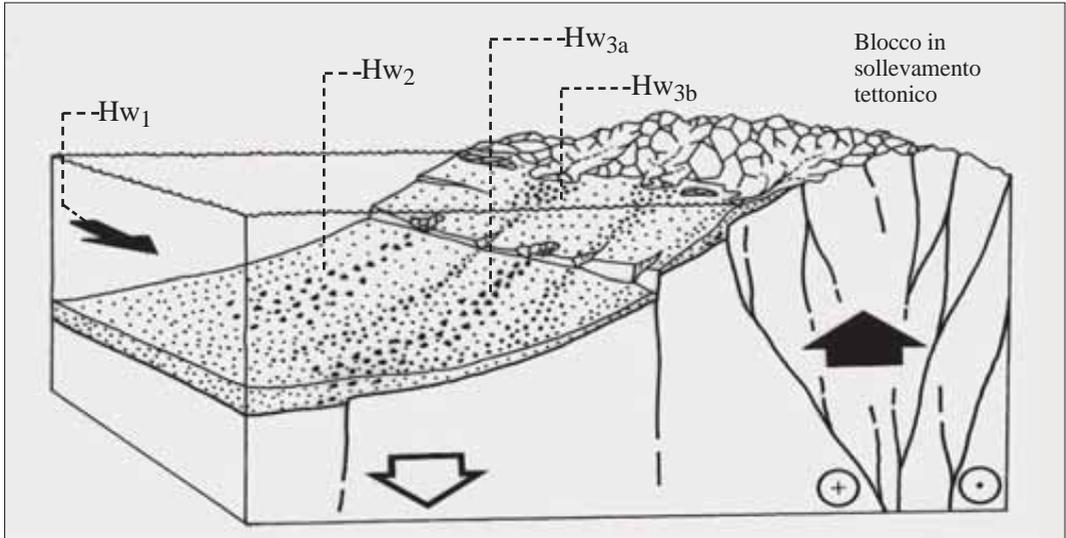


Fig. 7.5 - Ricostruzione delle provenienze delle varie facies terrigene che formano la Fm. del Hochwipfel. Arenite e peliti grigie (**Hw₁**) originate dallo smantellamento di lontani rilievi nordoccidentali deformati e sollevati durante le fasi precoci dell'orogenesi ercinica; breccie a frammenti e blocchi calcarei (**Hw₂**); breccie a frammenti e blocchi di prevalenti radiolariti (**Hw_{3a}**) connesse ad attivazioni di faglie sinsedimentarie; conglomerati (**Hw_{3b}**), dovuti a smantellamenti di locali settori emersi e sollevati per transpressione lungo faglie sub-verticali (da SPALLETTA & VENTURINI, 1988).

Ci lascia stupefatti la serie di gorghi che si forma in superficie sulla verticale delle porzioni di roccia che crollano. Più ancora ci affascina il rumore irrealistico prodotto dai blocchi i quali nella caduta sottomarina si urtano a vicenda, si sfregano, si spezzano, gemendo in una serie di crepitii a bassa frequenza che ci giungono filtrati dalla massa d'acqua.

Mentre sui fondali marini, a profondità molto variabili, si accumula strato su strato (fig. 7.3) una spessa sequenza di sabbie e limi (**Hw₁**), accade nuovamente qualcosa di spettacolare. Da un lato molte aree sottomarine, ampie da parecchie decine di chilometri quadrati fino ad oltre un centinaio, sprofondano lungo i margini di faglia, dall'altro certi settori crostali sono sospinti dalle profondità sottomarine verso l'alto, lungo faglie verticali che si muovono in senso opposto (fig. 7.5).

Il territorio carnico del Carbonifero Inf. ci appare adesso frammentato da sistemi di faglie con superfici sub-verticali. Sembra di assistere ai movimenti di giganteschi tasti di pianoforte che alternativamente si alzano e si

abbassano in un interferire di movimenti che a noi sembra rapido ma che, nella realtà, si va compiendo con l'esasperata lentezza dei tempi geologici.

Accade così che certi settori crostali, da sempre sommersi, sprofondino lentamente ancora più giù, per decine di metri, mentre altri, a volte direttamente confinanti con i primi, vengano sollevati dalle profondità marine alle quali fino al quel momento si trovavano. Per alcuni il sollevamento è così intenso che finiscono per emergere, in un imprevedibile scambio di ruoli (fig. 7.5).

Ci torna alla mente quanto osservato nel Devoniano Sup., solo pochi milioni di anni prima. Sembra di assistere ad una replica che propone un copione già collaudata. Movimenti verticali di blocchi, seguiti da sprofondamenti ed emersioni distribuiti lungo fasce.

È così che, dalla nostra posizione di osservatori privilegiati, assistiamo in diretta al mutamento delle condizioni ambientali ed al corrispondente cambiamento dei tipi di sedimentazione che vi si accumulano. Col tempo

diventeranno una delle successioni rocciose di età carbonifera delle Alpi Carniche, mirabilmente suddivisa in strati di vario tipo, granulometria, colore e consistenza.

Guardando meglio la superficie dei settori sprofondati, fino a quel momento rivestiti di sedimenti radiolaritici e fangosi (Fm. di Zollner, **Zo**), ora percepiamo che si stanno depositando sabbie quarzose e micacee (Fm. del Hochwipfel, **Hw₁**, fig. 7.3) richiamate da territori emersi a nord-ovest, dove una lontana catena montuosa è in via di formazione. Si depositano anche brecce di frana sottomarina (**Hw₂** e **Hw₃**) (figg. 7.2 e 7.4) che si stanno staccando dalle pareti di faglia che separano un settore dall'altro. Inoltre, notiamo che quei settori portati in emersione dai movimenti verticali sono ora sottoposti all'erosione delle acque superficiali e generano particolari depo-

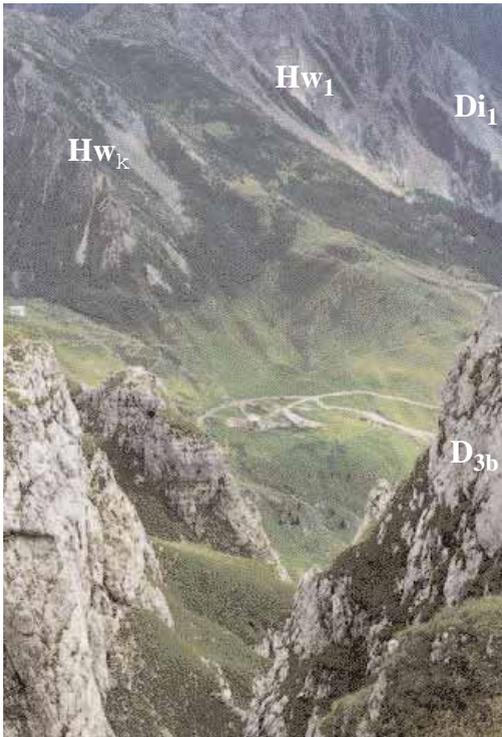


Fig. 7.6 - Il ripiano di Pramsoio dai contrafforti calcarei di Casera delle Manze. Vista da nord. Oltre Casera Pramsoio (1521 m) si nota la testata dirupata del Rio Moscardo, denominata La Muse.

siti sabbiosi e ghiaiosi anche a grossi ciottoli (**Hw₃**, in carta non distinto dalle brecce).

È emozionante assistere all'emersione dei settori rocciosi spinti verso l'alto dalle forze che regolano i grandi movimenti delle placche litosferiche ed è entusiasmante osservare quei nuovi territori emersi, stretti ed allungati in mezzo all'oceano, nel momento stesso in cui sono incisi da piogge e torrenti che, erodendoli progressivamente, ne spianano la superficie (fig. 7.5).

Le sabbie e le ghiaie prodotte durante le erosioni fluvio-torrentizie sono convogliate in delta che i corsi d'acqua formano con impressionante velocità al loro sbocco in mare. Da lì questi sedimenti sono rimaneggiati dal moto ondoso lungo la costa e poi trasferiti nelle adiacenti profondità sottomarine. In poche decine di migliaia d'anni verranno trasformati in areniti e conglomerati (**Hw₃**).

I numerosi piccoli delta che costellano i bordi dei settori crostali sollevati ed emersi rapidamente si ricoprono di una patina verde. Ci avviciniamo ad osservare. I piatti territori sabbiosi e ghiaiosi prospicienti al mare sono visibilmente colonizzati da primitive forme vegetali vascolari. Sono questi i primi esempi di piante superiori dei quali si abbia testimonianza in tutto il territorio della nostra penisola (fig. 7.12). Le spore devono aver viaggiato dalle lontane aree emerse occidentali col favore dei venti e delle correnti marine approdando e germogliando su queste esigue ed effimere isole di roccia, emerse dal mare friulano di 330 milioni di anni fa.

In questo momento un temporale violento spazza uno dei delta strappando gli esili fusti delle piante che lo ricoprono. I venti sospingono al largo, in mare aperto, i resti vegetali che, appesantiti dall'acqua assorbita, sprofondano verso i fondali sedimentandosi nella quiete delle profondità marine, a parecchie centinaia di metri sotto la superficie del mare.

Poco più tardi un fiume in piena convoglierà il suo carico di sabbie e ciottoli verso il delta e da qui, con la forza delle acque gonfiate

dal temporale, lo spingerà verso il largo, nelle profondità sottomarine, a ricoprire quei resti di piante che appena poco prima avevano raggiunto i fondali scivolando lentamente attraverso la massa d'acqua. E lì quei resti si trasformeranno in fossili (fig. 7.12).

Le sorprese non sono terminate. Un getto di vapore scuote all'improvviso la superficie marina trapassandola e spingendosi in alto, nell'atmosfera. La colonna bianca si rende visibile da molto lontano. In rapida successione lo seguono altri pennacchi sibilanti. Il mare è agitato da rimescolii ed ampi vortici. Non è difficile individuarne la causa. Dalle antiche profonde fenditure che avevano frammentato la crosta e i fondali sottomarini stanno ora risalendo dei fusi magmatici acidi (fig. 7.10). Effondono formando una serie di vulcani sottomarini (\mathbf{Hw}_k).

Poco più tardi, esternamente all'area carnica, alcuni apparati vulcanici sottomarini effondono lave basiche che emergono in superficie dando luogo ad isole vulcaniche che l'erosione rapidamente smantella. Le rocce magmatiche ed i relativi prodotti di erosione, rappresentati da sabbie ed argille grigio-verdi (\mathbf{Di}_1) e le subordinate argille rosse e verdi a influsso vulcanico (\mathbf{Di}_2), saranno denominati Formazione del Dimon (\mathbf{Di}), prendendo il nome da uno dei siti più tipici di affioramento (fig. 7.1), il monte omonimo, situato a nord di Paluzza.

Nel settore carnico la crosta continua a frammentarsi e dalle fratture sottomarine scaturiscono magmi basici. Si generano caratteristiche lave a cuscino (\mathbf{Di}_d) che vanno a rivestire vasti tratti dei fondali intercalandosi alle precedenti litologie dell'unità (fig. 7.9).



Fig. 7.7 - Settore del M. Coglians-Creta delle Chianevate. La vista da sud-est è particolarmente adatta per apprezzare il passaggio stratigrafico tra la successione calcarea di età devono-carbonifera (\mathbf{D}_{4-5}) e le arenite e peliti della Fm. del Hochwipfel (\mathbf{Hw}_1), coperte dal manto erboso. Tra le due unità si interpongono spessori metrici di radiolariti (Fm. di Zollner, \mathbf{Zo}).



Fig. 7.8 - Breccia vulcanica presente, in orizzonti e lenti di spessore metrico, tra le litologie vulcaniche e terrigene della Fm. del Dimon (Di_1). Sentiero M. Zoufplan-Cimon di Crasulina. La barra misura 15 cm.



Fig. 7.9 - Lave basiche sottomarine (Di_3) della Fm. del Dimon. Si osservano caratteristici *micropillow* subsferici circondati da bordi bianchi costituiti da minerali calciferi secondari. Blocco erratico lungo il Rio Chiaula.

Eppure, le modifiche che il territorio friulano-carnico ha fino a questo momento subito diventano poca cosa di fronte a quanto sta ora per accadere, pochi milioni di anni dopo la formazione degli apparati vulcanici sottomarini.

Ricordiamo l'esempio della collisione tra i due ipotetici treni e come lo scontro abbia generato una serie di deformazioni. Deforma-

zioni che solo con il passare del tempo si stanno trasferendo dalle prime carrozze ai vagoni intermedi, per poi coinvolgere anche quelli terminali. Ormai è arrivato il turno anche di questi ultimi, rappresentati dall'area carnico-tarvisiana. Dalla nostra postazione privilegiata saremo spettatori diretti degli stupefacenti effetti che potranno derivarne.

Scheda delle unità

Fm. del Hochwipfel (Hw)

Età: Viseano-Bashkiriano (Carbonifero Inf.-Sup.).

Fossili: Rari frammenti di vegetali.

Litologie: Prevalgono le areniti e peliti grigie scure con caratteri torbiditici (Hw_1). In esse si intercalano sottili lenti di breccie a clasti calcarei e locali blocchi carbonatici isolati o in sciami (Hw_2). Con maggiore frequenza si rinvengono lenti di breccie e conglomerati i cui clasti mostrano una composizione prevalentemente silicea (radiolariti e quarzo) e arenitico-pelitica (Hw_3). Locali livelli sub-vulcanici, vulcanici e piroclastici acidi completano le litologie dell'unità (Hw_4).

Spessore: È molto variabile, con minimi (probabilmente dovuti ad elisioni tettoniche non individuabili sul terreno) di 350 m nel settore Pic Chiadin-Rif. Marinelli, e di 600 m a Collina. Gli autori concordano su potenze massime intorno a 1.000 m. Le breccie e conglomerati

formano orizzonti con spessori massimi di alcune decine di metri.

Fm. del Dimon (Di)

Età: Bashkiriano (Carbonifero Sup.).

Fossili: Assenti.

Litologie: Sono prevalenti le areniti e peliti grigio-verdi (Di_1) nelle quali, a livelli variabili da zona a zona, si intercalano spessi orizzonti pelitici e argillitici (*slate*) rossi e verdi (Di_2), nonché prodotti sub-vulcanici e vulcanici basici (Di_3). A questi ultimi si associano anche sporadiche lenti di breccie vulcaniche, sia di frammentazione, attiva durante il processo d'emissione, o a spese di prodotti lavici sottomarini, sia di esplosione con frantumazione di precedenti colate e di sedimenti già consolidati.

Spessore: L'unità complessivamente raggiunge potenze di 800 m di cui circa 200 m rappresentati da vulcaniti e vulcanoclastiti grossolane (Di_3). Gli orizzonti più potenti e continui di argilliti (*slate*) rosse e verdi (Di_2) non raggiungono il centinaio di metri.

Affioramenti

Le due unità costituiscono, da sole, circa i due terzi della successione ercinica affiorante. Più in particolare la Fm. del Hochwipfel (**Hw**) si diffonde a nord della congiungente Sigiletto (Rigolato)-Rifugio Marinelli-Timau-Crete del Mezzodi-Stua Ramàz-Forca Pizzul, mentre a sud della stessa domina la Fm. del Dimon (**Di**), confinata a sud dalle unità permo-triassiche, affioranti in corrispondenza dell'alta Val Degano, della Valcalda e dell'alta Val Pontebbana. Un secondo importante nucleo della Fm. del Hochwipfel si estende continuo a nord della fascia di spartiacque di prim'ordine, in gran parte occupata dai calcari dei massicci devoniani e dalla successione permo-carbonifera.

Le scarse vulcaniti della Fm. del Hochwipfel (**Hw_k**) si concentrano nei dintorni di Timau (fig. 7.10). Le vulcaniti della Fm. del Dimon (**Di_d**), molto più abbondanti, formano invece tre principali nuclei di affioramento: tra il M. Dimon (fig. 7.1) e la Forca Pizzul, tra il M. Crostis e il M. Terzo e, infine, presso Rigolato.

Punti... di vista

Tra i numerosi affioramenti significativi di areniti e peliti scure (**Hw₁**) della Fm. del Hochwipfel la migliore località su tutte è il crinale sud-est del M. Coglians, comprendente il Pic Chiadin e la F.la Morareto (fig. 7.7).

Nei pressi di quest'ultima si apprezza anche il passaggio alle soprastanti areniti e peliti grigio-verdi (**Di₁**) della Fm. del Dimon. Il Pic Chiadin è anche utile per la visione diretta delle ruditi silicoclastiche a ciottoli arrotondati (**Hw₃**).

Lungo il versante sud della vicina Cresta Verde-Creta di Collinetta sono invece presenti le ruditi carbonatiche (**Hw₂**), sia sotto forma di orizzonti (fig. 7.2) sia di singoli megablocchi originariamente franati all'interno delle sabbie e fanghi torbiditici (**Hw₁**).

Un'altra località utile all'osservazione di questi ultimi depositi, trasformati in areniti e peliti scure torbiditiche (**Hw₁**), è lo stretto crinale, solcato da sentiero, che corre tra la Cima Ombladet e la Creta di Ombladet. Scavi e



Fig. 7.10 - Il profilo aguzzo e piramidale della Crete del Mezzodi sovrasta il ripiano di Pramasio (fuori foto). Intera-mente vulcanica (**Hw_k**), costituisce il più esteso affioramento effusivo della Fm. del Hochwipfel. Vista da nord-ovest.

trincee effettuati durante e dopo la prima guerra mondiale mettono in evidenza nel migliore dei modi le litologie e i caratteri sedimentologici della successione.

Un terzo sito di osservazione si sviluppa lungo la strada che congiunge Paularo a Stua Ramàz. Verso quest'ultima è ben documentato il passaggio (in successione rovesciata) tra le peliti scure e areniti (**Hw₁**) della Fm. del Hochwipfel e le radiolariti della Fm. di Zollner (**Zo**, pochi decimetri di spessore).

Le vulcaniti acide della Fm. del Hochwipfel (**Hw_k**) possono essere osservate al meglio nel più esteso degli affioramenti, situato nei pressi di Casera Pramasio (raggiungibile in macchina), e rappresentato dall'intera Crete del Mezzodi (fig. 7.10).

Nei pressi di Paularo, ben esposte lungo il taglio stradale (fig. 7.11), si intercettano le vulcaniti basiche della Fm. del Dimon (**Di_a**). Le stesse sono inoltre ben osservabili al M. Dimon e lungo tutta la fascia di crinale del Cimon di Crasulina-M. Zoufplan (**Di_a**), quest'ultimo raggiungibile in macchi-

na da Zovello e poi proseguendo a piedi, lungo una comoda mulattiera quasi sempre in quota. In particolare al Pizzo del Corvo (nei pressi del M. Zoufplan) e al Cimon di Crasulina (lungo la mulattiera) sono visibili alcuni esempi didattici di *pillow lava* (**Di_a**). Le stesse sono anche presenti, coperte da rete paramassi, a monte di Comeglians lungo il taglio stradale della SS 355, in corrispondenza della confluenza del Rio Margò nel T. Degano.

La strada sterrata che conduce da Valdaier (Ligosullo) al M. Dimon riserva invece i migliori e più estesi affioramenti di areniti e peliti grigio-verdi (**Di₁**).

Per le argilliti (*slate*) verdi e rosse (**Di₂**) si consigliano invece il M. Neval, il Marindador e il Piz di Mede, tre piccoli rilievi allungati nord-sud che si dipartono a pettine dal poderoso crinale est-ovest del M. Crostis-Cimon di Crasulina. Si raggiungono tutti percorrendo in macchina la "panoramica delle vette", strada in gran parte non asfaltata, che collega Rava-schetto a Comeglians.



Fig. 7.11 - Bancone formato da frammenti di *pillow-lava* e *micropillow-lava* (Fm. del Dimon, **Di_a**). Affiora nell'estesa fascia di effusioni basiche sezionata dal T. Chiarsò a monte di Paularo. Strada Paularo-Cason di Lanza.

Per saperne di più

- CANTELLI C., SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C., 1982 - Sommersione delle piattaforme e rifting devoniano-dinantiano e namuriano nella geologia del Passo di Monte Croce Carnico. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (eds.) "Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale". Guide geol. reg. S.G.I., *Tecnoprint*: 293-303, Bologna.
- CAPORALETTI F. & PELLIZZER R., 1967 - Ricerche petrografiche sulle psammiti del Carbonifero medio-inferiore della Catena Paleocarnica. *Atti Accademia dei Fisiocratici*, 13: 133-169.
- FLORA O., MARTINO L. & COMIN CHIARAMONTI P., 1983 - Some considerations on palaeozoic spilites of Carnia (Italian Eastern Alps). *Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat.*, 5 (1982): 29-44.
- FRANCAVILLA F., 1966 - Spore nel Flysch Hochwipfel. *Giorn. Geol.*, ser. 2a, 33 (1965) (2): 493-526.
- GALLI G., 1984 - Hercynian synsedimentary tectonics: new analytical data. *Mem. Soc. Geol. It.*, 36: 453-460.
- GENTILI G. & PELLIZZER R., 1964 - Le rocce eruttive del Paleozoico Carnico. *Boll. Soc. Geol. It.*, 83: 151-205.
- GORTANI M., 1906 - Studi sulle rocce eruttive delle Alpi Carniche. *Mem. Soc. Toscana Sc. Nat.*, 22: 166-198.
- LÄUFER A.L., LÖESCHE J. & VIANDEN B., 1993 - Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien) - Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation. *Jb. Geol. B.-A.*, 136 (1): 137-162.
- ROSSI P.L. & VAI G.B., 1986 - New geochemical data on Silesian volcanics (Dimon Fm.) from the Carnic Alps and geodynamic implication. *IGCP Pr. No. 5, Final Meeting*, Cagliari 1986. Abstracts 77.
- SPALLETTA C. & VENTURINI C., 1988 - Conglomeratic sequences in the Hochwipfel Formation: a new palaeogeographic hypothesis on the Hercynian Flysch stage of the Carnic Alps. *Jb. Geol. B.-A.*, 131 (4): 637-647.
- SPALLETTA C. & VENTURINI C., 1994 - Late Devonian-Early Carboniferous syn-sedimentary tectonic evolution of the Palaeocarnic domain (Southern Alps, Italy). *Giorn. Geol.*, ser. 3a, 56 (2): 211-222.
- SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C., 1980 - Il Flysch ercinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). *Mem. Soc. Geol. It.*, 20 (1979): 243-265.
- SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C., 1982 - Controllo ambientale e stratigrafico delle mineralizzazioni in calcari devono-dinantiani delle Alpi Carniche. *Mem. Soc. Geol. It.*, 22: 101-110.
- VAN AMERON H.W.J., FLAJS G. & HUNGER G., 1984 - Die "Flora der Marinelli-Hütte" (mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). *Med. Rijks Geol. Dienst*, 37 (3): 1-41.
- VAN AMERON H.W.J. & SCHÖNLAUB H.P., 1992 - Pflanzenfossilien aus dem Karbon von Nötsch und der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen (Österreich). *Jb. Geol. B.-A.*, 135 (1): 195-216.



Fig. 7.12 - Resti di vegetali fluitati del genere *Rhodeopteridium* ritrovati nelle siltiti della Fm. del Hochwipfel (Hw) lungo il sentiero tra il Rif. Marinelli (2113 m) e il Pic Chiadin (2302 m). (Da VAN AMERON, FLAJS & HUNGER, 1984).

8. CARBONIFERO
OROGENESI ERCINICA
~ 350-310 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

Per 150 milioni di anni, dall'Ordoviciano Sup. al Carbonifero Sup. basso, abbiamo seguito l'accumulo, a volte lento altre molto più rapido, di una successione di sedimenti e sottili spessori di vulcaniti, potente quasi 4.000 m. Il tempo li ha progressivamente trasformati in rocce compatte attraverso una serie di processi chimico-fisici.

In questo momento, circa a metà del Carbonifero Sup., assistiamo a qualcosa di completamente diverso. I depositi che nei milioni di anni precedenti si erano sedimentati in strati, appoggiandosi uno sull'altro come pagine di un gigantesco libro, adesso cominciano a piegarsi, spezzarsi ed affastellarsi, subendo gli effetti di una collisione tra masse crostali.

Come enormi carte da gioco pacchi di strati spessi da pochi metri a oltre un chilometro si mescolano in maniera apparentemente confusa, impilandosi uno sull'altro. Rocce dell'Ordoviciano si accavallano sopra a quelle del Devoniano mentre queste ultime s'inseriscono a forza tra gli strati carboniferi e sono ricoperte dalla sovrapposizione tettonica di quelli siluriani. Gli sforzi in gioco generano un'impressionante serie di scosse sismiche.

Sta nascendo in Carnia un'antica catena montuosa: la *Catena Ercinica*, denominata anche varisica, frutto di una serie di compressioni che, intorno a 315 milioni di anni fa, colpiscono il territorio friulano di allora. Non è coinvolto solo il Friuli nelle deformazioni erciniche. A risentirne è un volume crostale immenso, esteso anche a parte dei territori sloveno, austriaco e germanico. Il processo si compie in pochi milioni di anni che per noi scorrono veloci come minuti.

Le rocce paleozoiche registrano in maniera perfetta e complessa le spinte che stanno subendo. Le deformazioni più drastiche si

realizzano in profondità, una decina di chilometri sotto la superficie, e danno luogo a blandi fenomeni di metamorfismo. In posizioni di profondità intermedia si sviluppano strette pieghe sottolineate dalla frequente fitta stratificazione dei sedimenti, trasformati già da tempo in roccia. Ad esse si associano numerose faglie che favoriscono le traslazioni tra i pacchi di strati, i quali cominciano ad accavallarsi uno sull'altro.

Le spinte proseguono incessanti. Assistiamo emozionati alla lenta emersione dal mare di quei sedimenti che, accumulati sui fondali, fino a poco prima costituivano la parte più alta della crosta terrestre e che adesso, trasformati in rocce piegate e spostate dalle faglie, sono letteralmente sospinti verso l'alto. Si cominciano a formare dei rilievi montuosi, la cosiddetta *Catena Paleocarnica*, bordata verso meridione da quello che resta dell'antico grande mare paleozoico.

La complessità delle deformazioni erciniche, con il loro progressivo sviluppo a spese della successione rocciosa fino a quel momento deposta, non sono facilmente sintetizzabili a parole (fig. 8.2). Ciò nonostante vale la pena di tentare.

Due sono i motivi che mi spingono a farlo. Il primo è dovuto al fascino che da sempre mi trasmette il concetto di "catena montuosa", intesa come qualcosa di immenso che prende forma dal nulla, lasciando precisi segni da decifrare per ricostruirne l'intera storia deformativa; il secondo motivo è semplicemente perché solo affrontando questo argomento può essere chiarito il significato delle unità rocciose che attualmente affiorano nell'estremo lembo nord-occidentale della "Carta Geologica delle Alpi Carniche", a nord di Forni Avoltri.

Sono queste le unità **M₁₋₂₋₃**, appartenenti alla "successione basso-metamorfica del basamento ercinico" (cfr. Legenda della Carta Geologica). Una definizione che per chi già sa non aggiunge informazioni ma per chi ancora non sa non chiarisce alcunché.

Fig. 8.1 - Micropieghe nei calcari sottilmente stratificati di età devoniana inf. (**D₂**) affioranti nel settore di Stua Ramàz, a nord di Paularo. Si tratta di deformazioni indotte dalle compressioni dell'orogenesi ercinica.

Proviamo a semplificare, attingendo alcuni concetti dal capitolo precedente. È conveniente riprendere l'esempio del treno. In più è utile aggiungere un'ulteriore semplificazione.

L'orogenesi ercinica è il prodotto di un insieme di processi deformativi che, durante un lungo intervallo di tempo compreso tra il Devoniano e il Carbonifero (-Permiano) e a spese dei terreni di mezza Europa, ha generato una catena montuosa antichissima.

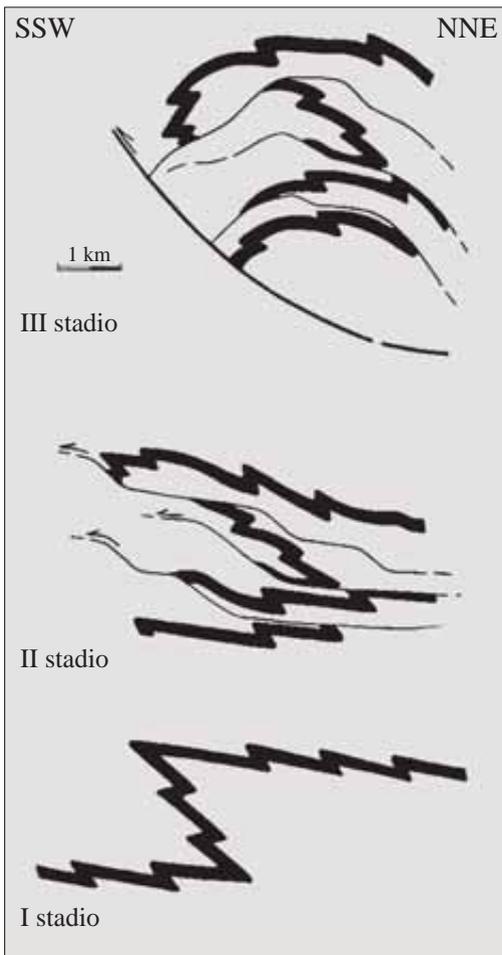


Fig. 8.2 - Schema dello sviluppo delle deformazioni che ha dato origine alla *Catena Paleocarnica* durante l'orogenesi ercinica, circa 315 milioni di anni fa (Bashkiriano-Moscoviano, Carbonifero Sup.).

I stadio: pieghe asimmetriche plurichilometriche;

II stadio: scaglie tettoniche embriccate;

III stadio: grandi pieghe antiformali.

Ha preceduto di circa 250 milioni di anni l'affermazione di un'altra e ben più nota orogenesi, quella alpina, che ha dato luogo ai noti rilievi alpino-himalayani, tuttora interessati da spinte compressive e da deformazioni attive.

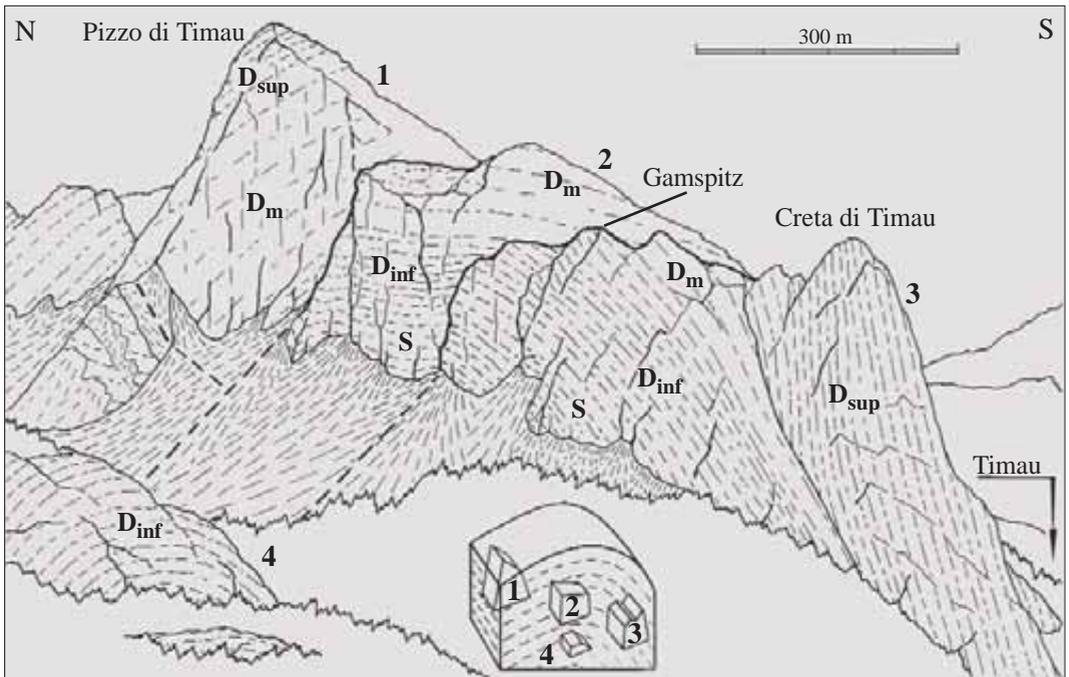
Nel territorio qui esaminato, lo sviluppo delle prime e più antiche deformazioni erciniche è confinato nella zona a nord di Forni Avoltri, al di là di una faglia particolare: la linea della Val Bordaglia. Essa separa fisicamente questi terreni, i più deformati di tutte le Alpi Carniche (M_{1-2-3}), dalle altre rocce della *Catena Paleocarnica*, ossia quelle della successione ercinica non metamorfica, affiorante a oriente di Forni Avoltri: cioè ad est della linea della Val Bordaglia.

Può tornare utile immaginare, semplificando, che le prime intense deformazioni erciniche, quelle presenti solo nelle rocce occidentali (verso il Veneto, da Forni Avoltri in poi), si siano sviluppate un... martedì (circa 350 milioni di anni fa). Le deformazioni erciniche meno intense, quelle della vasta zona carnica, le collochiamo invece nel breve spazio del successivo... venerdì (circa 315 milioni di anni fa). Ci aiuterà a capire meglio.

Nella realtà il piegamento e l'affastellamento delle rocce paleozoiche che formano il settore carnico centrale ed orientale (da Forni Avoltri a Tarvisio) hanno impiegato circa una decina di milioni d'anni per generare la complessa *Catena Paleocarnica*. Un tempo comunque molto limitato, se pensiamo che la catena alpina, sorta in Friuli 280 milioni di anni dopo, quasi nella stessa posizione di quella ercinica, ha iniziato a crescere quasi 40 milioni di anni fa e sta ancora sollevandosi, come attestano i recenti sismi friulani.

Riprendiamo l'esempio del capitolo precedente. Il treno si muove lentamente verso nord-ovest. Guardiamo il calendario.

Martedì. Il nostro convoglio è un treno merci scoperto, lungo oltre un centinaio di chilometri. Migliaia di operai, distribuiti lungo l'intero percorso, incessantemente lo caricano con pannelli stratiformi di legno compensato.



Figg. 8.3 e 8.4 - Piega antiforme ercinica del Pizzo di Timau (2217 m). Vista da ovest. La macropiegia di età carbonifera è stata in seguito smembrata da faglie alpine sub-verticali. Nel tassello è ricostruita la macropiegia antiforme ercinica e la posizione delle singole porzioni (1-4) attualmente spostate dalle faglie alpine (a tratteggio). Le sigle indicano l'età stratigrafica della successione. S: Siluriano; D_{inf}, D_m, D_{sup}: Devoniano Inf., Medio, Sup.

Data la lentezza con cui procede il treno gli operai riescono ad effettuare il carico al volo, senza necessità che il convoglio rallenti né tanto meno si fermi. È un continuo accatastare, strato su strato, senza sosta, su tutti i vagoni scoperti del treno.

Il convoglio rappresenta la placca carnica in movimento di deriva verso i quadranti settentrionali (nord-ovest, presumibilmente). Il materiale caricato senza sosta sugli infiniti vagoni altro non è che il formarsi continuo di successioni rocciose, strato su strato, fino a raggiungere spessori considerevoli.

All'improvviso la catastrofe. La parte frontale del merci entra in collisione con un secondo convoglio diretto in senso opposto sullo stesso binario. In una sorta di filmato al rallentatore assistiamo alla progressiva deformazione del locomotore, seguita da quella dei

primi vagoni e del loro contenuto stratificato. Si inarcano, si contorcono, per poi infilarsi e scorrere uno sull'altro. L'intensità della deformazione ormai è tale che il contenuto stratificato che riempie i vagoni iniziali comincia a piegarsi e a subire forti trasformazioni.

Intanto, a molte decine di chilometri di distanza, verso est e sud-est (Comelico, Carnia, Tarvisiano), tutto ancora procede senza risentire, per il momento, di alcuna interruzione.

Martedì sera. La deformazione si propaga con esasperante lentezza, proporzionale alla velocità di collisione, trasmettendosi alla parte centrale del nostro convoglio. Gli ultimi pannelli sono stati appena caricati (unità M_{1-2-3}). Hanno, come tutti, la data di deposizione ben impressa: martedì pomeriggio. Non oltre.

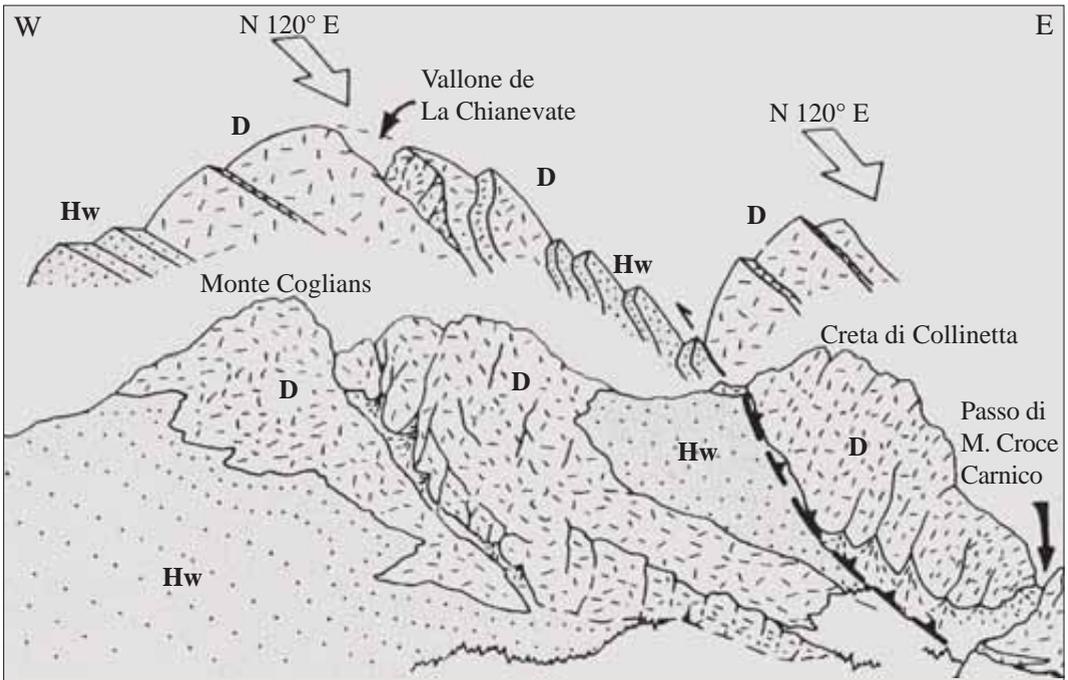


Fig. 8.5 - Il disegno schematizza la posizione di due delle grandi pieghe antiformali formatesi durante l'orogenesi ercinica e tuttora ben riconoscibili lungo la fascia di confine italo-austriaco, nell'area di diffusione delle successioni paleozoiche più antiche. Il disegno inferiore rappresenta l'attuale situazione di terreno; quello superiore, eliminando gli effetti dell'erosione quaternaria, mette in risalto le due grandi pieghe (della Creta di Collinetta e del M. Coglians-Chianevate) accavallate una sull'altra lungo un sovrascorrimento (linea con triangoli pieni) contemporaneo alla genesi delle macropieghe. **D**: successione calcarea devoniano-carbonifera inf.; **Hw**: Fm. del Hochwipfel.



Fig. 8.6 - Il M. Peralba (2694 m) visto da una delle feritoie effettuate nelle opere di difesa della Grande Guerra e collocate lungo il crinale Passo del Mulo-Forcella Righele (Cresta del Ferro). Vista da sud-ovest. Il M. Peralba, posizionato appena fuori carta, ad ovest della linea della Val Bortaglia, conserva nella propria successione metamorfica gli effetti delle due compressioni erciniche: della prima (350 Ma) e della seconda (315 Ma) fase.

Questi vagoni, con il loro contenuto, corrispondono alle zone poste appena a ovest e nord-ovest delle future Alpi Carniche. Equivalgono al territorio che, al giorno d'oggi, chiameremmo Alto Adige, Cadore e Comelico.

Mercoledì-Giovedì. Nella coda del nostro treno (il settore carnico-tarvisiano) non si sospetta ancora di nulla. Per tutto il giorno si continuerà a caricare materiale, le unità chiamate Formazioni del Hochwipfel (**Hw**) e del Dimon (**Di**).

Venerdì. Un sussulto comincia a scuotere anche gli ultimi vagoni della lunga sequenza, colmi ormai di materiale stipato durante tutta la settimana: le unità dalla Fm. dell'Uqua alla Fm. del Dimon. Ecco accadere l'irreparabile.

Questa volta, l'intero convoglio subisce una vibrazione lunga e intensa. Anche i primi vagoni, resi ormai quasi iriconoscibili, insieme a quelli centrali (le unità **M_{1-2,3}**) per i quali le deformazioni sembravano essersi conclu-

se, riprendono a muoversi in modo scomposto, deragliando e serrandosi ulteriormente. Nel frattempo gli ultimi vagoni, i più orientali, quelli dell'area carnico-tarvisiana (a est di Forni Avoltri), cominciano a deformarsi, deragliando anch'essi ed impilandosi come tegole uno sull'altro.

Venerdì sera. Anche la coda del treno, sotto gli effetti della compressione migrata progressivamente verso sud-est, ha riaccurciato la sua lunghezza iniziale. Ora è pari ad un quinto dell'estensione originale, precedente al suo venerdì nero. I vagoni e i materiali stratificati che contengono le unità dalla Fm. dell'Uqua (**Uq**) alla Fm. del Dimon (**Di**) si sono piegati, contorcendosi e affastellandosi uno sull'altro.

Mentre assistiamo in diretta a questo che riteniamo l'ultimo atto della deformazione, un sordo rumore di ferraglia ci spinge a guardare verso ovest, oltre Forni Avoltri. L'intero convoglio contorto che si distribuisce per



Fig. 8.7 - Lo spettacolare rilievo roccioso del M. Avanza (2489 m), collocato ad ovest della linea della Val Bordaglia. Come il M. Peralba deve, in massima parte, il proprio assetto deformato alle compressioni dell'orogenesi ercinica. Vista da ovest.

decine e decine di chilometri, ha un sussulto. Tra la parte centrale (il tratto alto-atesino e bellunese) e quella terminale (il segmento carnico-tarvisiano) si sta generando una zona di attrito e frammentazione.

Le spinte collisionali sono ancora attive! La parte centrale del treno, quella deformata due volte nel volgere di pochi giorni (martedì e venerdì) è sospinta verso sud-est e scorre lungo una superficie di attrito. Lo spostamento la porta ad accavallarsi fino a ricoprire parte dei vagoni che la deformazione aveva raggiunto solo poche ore fa.

Si tratta di una lunga serie di vagoni che, situati in origine tra quelli centrali (Alto Adige e Comelico-Cadore) e quelli finali (Carnia-Tarvisiano), "spariscono" schiacciati e seppelliti in profondità sotto quegli stessi vagoni centrali, rappresentati dalle unità $M_{1,2,3}$ che gli si accavallano sopra.

La fascia di frammentazione e di accavallamento coincide approssimativamente con la linea della Val Bordaglia, presso Forni Avoltri, orientata NE-SW. A occidente di essa si trovano, ormai definitivamente fermi, i vagoni centrali fortemente deformati dai due impulsi (unità $M_{1,2,3}$). A oriente della stessa linea invece (cfr. fig. 9.5) si collocano gli ultimi vagoni del lunghissimo treno, rappresentati da tutte le unità rocciose fino ad ora descritte nei capitoli precedenti: dalla Fm. dell'Uqua alla Fm. del Dimon.

Venerdì notte (Carbonifero Sup.). Gli ultimi sussulti provocati dalle compressioni orogenetiche erciniche si sono appena conclusi. Gli effetti deformativi sulle successioni rocciose stratificate resteranno a testimonianza di quanto avvenuto in quella parte di territorio che, oltre 300 milioni di anni più tardi, sarebbe coinciso con l'Italia nord-orientale.

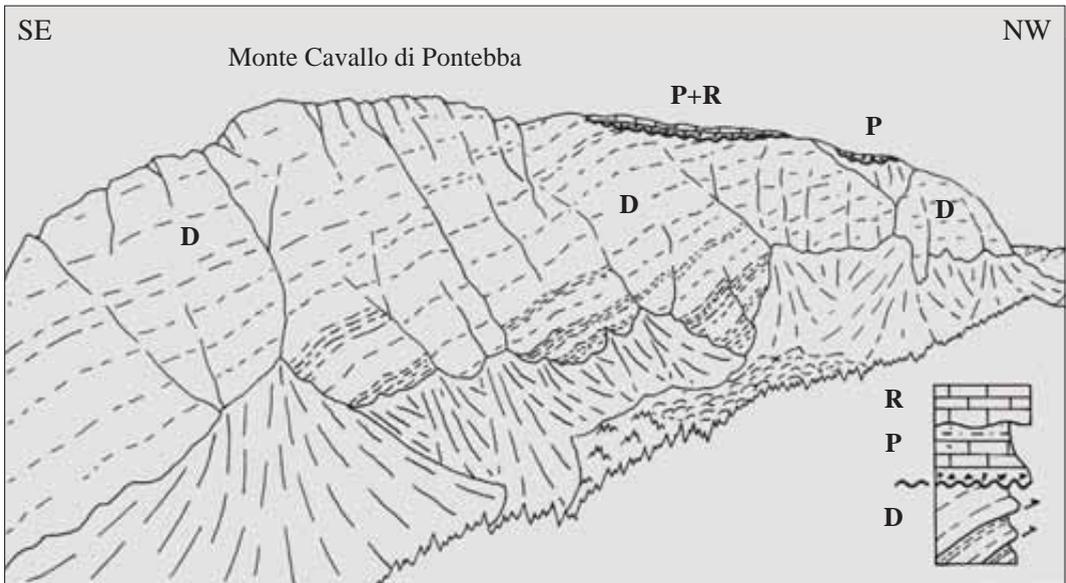


Fig. 8.8 e 8.9 - Il M. Cavallo di Pontebba (2239 m). Vista da nord-est, da Casera Auernig. Anche il M. Cavallo, formato da calcari devoniani e carboniferi inferiori (**D**), conserva una macropiegia antiforale generata durante l'orogenesi ercinica. L'età della macropiegia è attestata dalla superficie d'erosione presente alla sua sommità. Quest'ultima si è formata nel Carbonifero Sup. quando la *Catena Paleocarnica*, sotto l'effetto delle compressioni erciniche, emerse e, in parte, subì lo smantellamento erosivo subaereo. Sopra la superficie erosiva la successiva ripresa della sedimentazione è attestata da depositi di età permo-carbonifera dei Gruppi di Pramollo (**P**) e di Rattendorf (**R**). (Da VENTURINI, 1990).

Scheda delle unità

Metacalcari listati (M₁)

Età: Siluriano-Devoniano.

Fossili: I macrofossili sono assenti (distrutti dal metamorfismo); si rinvencono frequenti conodonti.

Litologie: Calcari metamorfosati (marmi) grigio scuri e nocciola, intercalati a rari marmi arenitici e sporadici livelli di selce radiolaritica. Metamorfismo regionale di basso grado (epimetamorfismo).

Spessore: Imprecisato (alcune centinaia di metri).

Marmi massicci (M₂)

Età: Siluriano-Devoniano.

Fossili: I macrofossili sono assenti (distrutti dal metamorfismo); frequenti conodonti.

Litologie: Calcari metamorfosati (marmi) e calcari dolomitici metamorfosati. Metamorfismo regionale di basso grado (epimetamorfismo).

Spessore: Imprecisato (parecchie centinaia di metri).

Metaclastiti (M₃)

Età: Ordoviciano-Carbonifero Inf.

Fossili: Assenti.

Litologie: Peliti e areniti metamorfosate (*slate* e filladi incipienti) con occasionali orizzonti di basalti metamorfosati e rare ruditi metamorfosate. Metamorfismo regionale di basso grado (epimetamorfismo).

Spessore: Imprecisato (alcune migliaia di metri).

Affioramenti

Al giorno d'oggi le parti più deformate della *Catena Paleocarnica*, la cosiddetta *Catena Ercinica*, possono essere riconosciute nelle rocce metamorfosate collocate ad ovest della linea della Val Bordaglia. Formano i rilievi del M. Palombino, posto ai confini più occidentali delle Alpi Carniche, del M. Peralba (fig. 8.6), dei Monti Avanza (fig. 8.7), Chianedis e Navagiust, tutti situati a nord di Forni Avoltri. Le grandi pieghe che durante la fase finale della formazione dell'antica catena orogenica di età paleozoica - sviluppata dal Marocco, alla Spagna, alla Francia, alla Sardegna e Calabria, alla Germania e all'Austria ed infine all'Italia settentrionale - deformarono ripiegando ogni precedente struttura, sono ancora oggi visibili in molti dei rilievi della Carnia.

Basti ricordare i Monti di Volaja, il M. Coglians (fig. 20.7) e la Creta della Chianevate, le Crete di Collina e Collinetta (fig. 19.1), il Pal Piccolo e il Freikofel, il Pizzo di Timau (fig. 8.3), la Cuestalta (fig. 6.1), il M. Lodin (fig. 6.4), il M. Zermùla, il M. Cavallo (fig. 8.8) e il M. Cocco.

Ricordiamo che tutti gli affioramenti della successione ordoviciano-carbonifera, sia

quelli posti ad ovest della Val Bordaglia (Forni Avoltri), i più deformati tra tutti, sia quelli ad est della stessa, hanno in sé registrati gli effetti di età carbonifera (315 Ma) dell'orogenesi ercinica. Sono effetti rappresentati da superfici di scorrimento, da scaglie tettoniche, da micro- meso- e macropieghe (figg. 8.2, 8.5, 8.9 e 8.10) che, sviluppate pressoché contemporaneamente al sollevamento della *Catena Ercinica*, furono messe a giorno dalla parziale erosione sviluppatasi nel Carbonifero Sup.

Punti... di vista

All'interno del territorio cartografato i migliori affioramenti delle unità più intensamente deformate, quelle metamorfiche collocate a ovest della Val Bordaglia (fig. 16.7) e dell'omonima faglia, si incontrano ai Monti Navastolt e Avanza. Il percorso ideale è quello che dalla Casera Avanza di là di sopra, raggiungibile in fuoristrada, si snoda a piedi compiendo la traversata, a mezza costa, dei due rilievi. Difficoltà minime lungo il percorso che richiede un'intera giornata di impegno.

Le deformazioni erciniche delle unità ordoviciano-carbonifere non metamorfiche (sedi-



Fig. 8.10 - Questa stretta piega asimmetrica che coinvolge la successione devoniana inf. (**D**₂) di Stua Ramàz è riconducibile all'orogenesi ercinica. Altezza circa 30 cm.

mentarie e/o anchimetamorfiche), formanti la più classica catena alpina carnica (a est della Val Bortaglia), hanno la loro massima esposizione lungo l'alto corso del T. Chiarsò (Canal d'Incarojo, a nord di Paularo). La strada a mezza costa (stretta ma asfaltata) taglia l'intera successione ercinica gran parte della quale si presenta con assetto rovescio, acquisito proprio durante le compressioni erciniche, nel Carbonifero Sup.

Indicativo a tal proposito l'affioramento nei pressi di Stua Ramàz che conserva il passaggio (rovesciato!) tra le unità calcaree devono-carbonifere inf. (**D**) e le F.ni di Zollner (**Zo**, selci radiolaritiche) e del Hochwipfel (**Hw**, peliti e areniti).

Le deformazioni erciniche più visibili sono costituite da grandi pieghe antiformali di ampiezza chilometrica ed estensione, in pianta, che può superare la ventina di chilometri. Sono percepibili anche da una certa distanza proprio in virtù delle loro dimensioni.

Tra tutte è forse quella del Pizzo di Timau la macropiega più evidente (fig. 8.4). Si può apprezzare da ovest (Rif. Marinelli), meglio se con un binocolo. Altre macropieghe evidenti sono quelle del M. Coglians e della Creta di Collinetta (figg. 8.5 e 19.1), del M. Cavallo (fig. 8.9) e quella del M. Lodin. In molti casi i rilievi odierni, penalizzati anche dalle erosioni quaternarie, hanno preservato solo parte delle originarie macropieghe di età carbonifera.

Per saperne di più

- LÄUFER A.L., 1996 - Variscan and Alpine Tectonometamorphic Evolution of the Carnic Alps (Southern Alps) - Structural Analysis, Illite Crystallinity, K-Ar and Ar-Ar geochronology. *Tübinger Geow. Arbeiten A*, 26: 1-102.
- PONDRELLI M., 1998 - Thermal history of the Carnic Alps (NE Italy-S Austria) using CAI analysis. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 108 (3): 369-380.
- VAI G.B., 1991 - Palaeozoic strike-slip rift pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean Tethyan realm. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 87: 223-252.

9. CARBONIFERO SUPERIORE
-PERMIANO INFERIORE
310-270 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

I rilievi dell'antica Catena Paleocarnica sono nati come iniziali ghirlande di isole sollevate dal mare e piegate dalle compressioni erciniche. Ora le isole sono diventate tutt'uno col vasto continente europeo di allora al quale lentamente si sono andate saldando col proseguire delle spinte. Lì dove un tempo si estendeva una distesa di acque profonde sono adesso le basse montagne erciniche a stagliarsi contro il cielo del tardo Paleozoico.

Una Luna piena, più vicina alla Terra di almeno 10.000 km rispetto ad oggi, ne illumina le silenziose cime. Le osserviamo mentre si coprono rapidamente di vegetazione. Ormai, nel tardo Carbonifero Sup., le piante terrestri cominciano a diversificarsi e specializzarsi, anche se le piante con fiori compariranno solo 200 milioni di anni più tardi.

Il mare è diventato una striscia che riluce in lontananza, verso sud-est, e si popola di nuovi gruppi di organismi diffusi sia all'interno della massa d'acqua, sia dei fanghi e delle sabbie che abbondano nei fondali prossimi alle coste. Parte di questi organismi diventerà il contenuto fossile delle future rocce che si andranno formando dalla compattazione e dal consolidamento di quegli stessi sedimenti che li ospitano. Resterà sepolto per centinaia di milioni di anni in attesa di essere riscoperto dai geologi e dai semplici appassionati.

Di fronte a noi le neofornate montagne sono a tratti interessate da lenti movimenti verticali di abbassamento che favoriscono la formazione di ampie vallate. Le depressioni vallive richiamano le acque piovane che, raccogliendosi in torrenti e fiumi, convogliano nei delta e al mare i detriti. Sono formati

in prevalenza da ghiaie immature e sabbie erose dai versanti (Fm. del Bombaso, **Bo**).

Si generano così imponenti apparati deltizi che, influenzati dai progressivi abbassamenti del territorio e dalla quantità di apporti solidi convogliati dai fiumi, ora si ampliano verso mare ora invece indietreggiano, in un alternarsi di avanzamenti e arretramenti. Nel corso di queste oscillazioni osserviamo con attenzione i modellamenti della fascia costiera e i periodici spostamenti della linea di riva (fig. 9.5).

Il settore carnico-tarvisiano si trova adesso a 4°N di latitudine, prossimo all'equatore. Durante il tardo Carbonifero Sup. le estreme latitudini del pianeta si stanno coprendo di ghiacci risentendo di un raffreddamento globale del clima. La glaciazione precedente risaliva al Cambriano Sup. e si era conclusa nell'Ordoviciano Sup. Ora, circa 200 milioni di anni dopo, i ghiacciai si ripresentano sulla superficie della Terra.

La posizione equatoriale dell'area carnica ci tutela con larghissimo margine da ogni possibile effetto glaciale diretto. Eppure, osservando bene il territorio e la linea di costa, ci appare evidente un effetto particolare riferibile con certezza al glacialismo in atto. Le periodiche oscillazioni del livello marino, con escursioni da pochi metri a qualche decina, ci raccontano indirettamente le modificazioni globali della temperatura media terrestre.

Le calotte glaciali si espandono e contraggono con periodi e frequenze che risentono, tra i vari parametri in gioco, anche dei complessi movimenti orbitali della Terra. Gli effetti più diretti sono i riflessi climatici che, a loro volta, inducono la ritenzione di parte delle precipitazioni, accumulate sotto forma di ghiaccio. Ne consegue una riduzione dei deflussi liquidi verso i mari e gli oceani e un conseguente calo del livello marino globale.

Sull'area carnica di 300 milioni di anni fa, collocata a 4°N di latitudine, continua ad insistere, nonostante tutto, un clima caldo-umido sub-tropicale. L'abbondanza di piogge consente lo sviluppo di foreste con flore palustri (lico-

Fig. 9.1 - Nei depositi permo-carboniferi, ed in particolare all'interno delle F.ni di Meledis e del Corona (**P₁**, **P₃**), sono frequenti i resti vegetali a testimonianza dell'antico ambiente costiero con rigogliosa vegetazione tropico-equatoriale (*Annularia stellata*, Monte Corona, Pontebba, 2x).

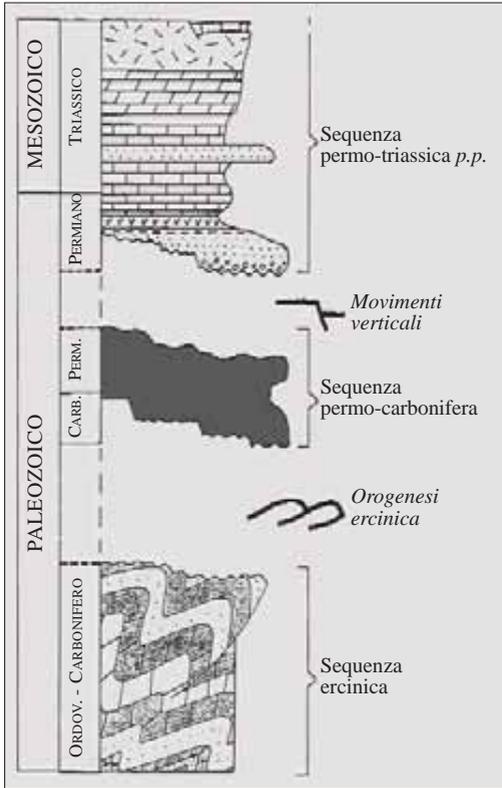


Fig. 9.2 - Lo schema mette in evidenza le tre sequenze stratigrafiche riconoscibili nelle Alpi Carniche (ercinica, permo-carbonifera e permo-triassica). Sono separate da ampie lacune (assenza di depositi per erosione e/o mancanza di sedimentazione) causate da movimenti tettonici. A questi ultimi si devono le emersioni con lo sviluppo di estese superfici erosive e la conseguente produzione delle lacune.

podiali ed equisetali) concentrate nelle zone acquitrinose delle piane deltizie. Sulle pendici dei rilievi fiancheggianti le depressioni vallive trovano spazio piante di terreni più asciutti (pteridosperme, cordaiti e "felci") con esemplari di grandi dimensioni (figg. 9.1 e 9.23-27).

I fiumi trasportano verso il mare abbondanti ghiaie quarzose (figg. 9.13 e 9.14), sabbie e limi (Gruppo di Pramollo, P_{1-5} e Gruppo di Rattendorf, R_2). Mentre le prime si depositano lungo il fronte emerso dei delta, le sabbie e i fanghi, più facilmente trasportabili dalle acque, sono sospinti al largo adagiandosi sui fondali. Le sabbie sono frequentemente rielaborate dalle

onde di tempesta che le riorganizzano in strati dalle caratteristiche laminazioni fusiformi.

Tra questi sedimenti più fini, sotto un mare che per chilometri si mantiene poco profondo, è possibile notare una incredibile quantità di esseri che si nutrono, riproducono, spostano e muoiono, dando origine a gusci, impronte, canalicoli e tracce di pascolo o di locomozione, destinati col tempo a fossilizzarsi parallelamente alla trasformazione dei sedimenti in roccia compatta (fig. 9.3).

Verso il largo, dove anche le fanghiglie giungono solo occasionalmente, si sviluppano sedimenti calcarei originati dall'accumulo di infiniti gusci, impalcature ed involucri carbonatici prodotti dagli organismi più vari: fusulinidi, gasteropodi, brachiopodi, trilobiti, crinoidi, briozoi (figg. 9.19-22 e 9.28-34), e da vari tipi di alghe (fig. 9.16) (Gruppo di Pramollo, P_{1-5} e Gruppo di Rattendorf, R_{1-3}).

I movimenti verticali del territorio si susseguono incalzanti, sottraendo periodicamente vasti settori alla sedimentazione marina. Ma verso est e sud il mare è ampio e si allarga in un immenso golfo che in lontananza si confonde con l'oceano: è il primo timido abbozzo della futura Tetide mesozoica, braccio di mare che nel successivo periodo Triassico comincerà ad ampliarsi da est verso ovest incuneandosi attraverso l'area oggi occupata dalle Alpi.

Il Friuli settentrionale di 300 milioni di anni fa ci appare completamente differente rispetto all'attuale. Due larghe e piatte valli fluviali, controllate da faglie verticali, partono dalla zona dove oggi sorge Mauthen e si sviluppano una verso Forni Avoltri e Sappada, l'altra, in direzione opposta, verso Pramollo, Malborghetto e Tarvisio, aprendosi entrambe al mare (fig. 9.5).

Il settore carnico ora ci pare trasformato in un paradiso amazzonico. La caratteristica più evidente in questa nuova ed inaspettata rivoluzione del territorio è proprio la vegetazione che colora e modifica il paesaggio. Tra le piante si scorgono anfibi e i primi rettili, le cui impronte restano impresse sulle rive melmose



Fig. 9.3 (a, b, c, d) - Le quattro immagini evidenziano la varietà di bioturbazioni diffuse nei sedimenti ascrivibili ai Gruppi di Pramollo ($P_{2-3.4}$) e di Rattendorf (R_2), facenti parte della successione permo-carbonifera del bacino di Pramollo. Ognuna di esse è il risultato del procedere sistematico di organismi vermiformi, infossati alla costante ricerca di cibo all'interno del sedimento soffice di mare poco profondo. Le tracce di bioturbazioni che caratterizzano questi depositi erano dunque originari fanghi e sabbie fini espulsi da vermi dopo averli "digeriti", ossia dopo avere trattenuto le micro-particelle organiche diffuse nel sedimento ingerito.

- a) Bioturbazione "a spaghetтата", circa 40 cm;
- b) *Zoophycos*, circa 30 cm.
- c) "*Spirallia elegans*", circa 15 cm;
- d) ?*Helminthoraphae*, circa 60 cm.

Fig. 9.4 - Omaggio al prof. Raimondo Selli, antesignano degli studi geologici sulla successione permo-carbonifera del bacino di Pramollo che con lui riceveremo un formidabile impulso negli anni '60. L'immagine, ripresa da un suo allievo nel 1962, lo rappresenta mentre fotografa un'eccezionale traccia di bioturbazione appena scoperta nei pressi di Lanza (Fm. di Val Dolce, R_2 , Gruppo di Rattendorf). La foto che allora fu scattata da R. Selli è riportata sopra come fig. 9.3d. Il medesimo affioramento, ritrovato nel 1988, ormai conserva solo delle labili tracce usurate dal tempo e rese quasi irriconoscibili da oltre quarant'anni di intemperie. Peccato.

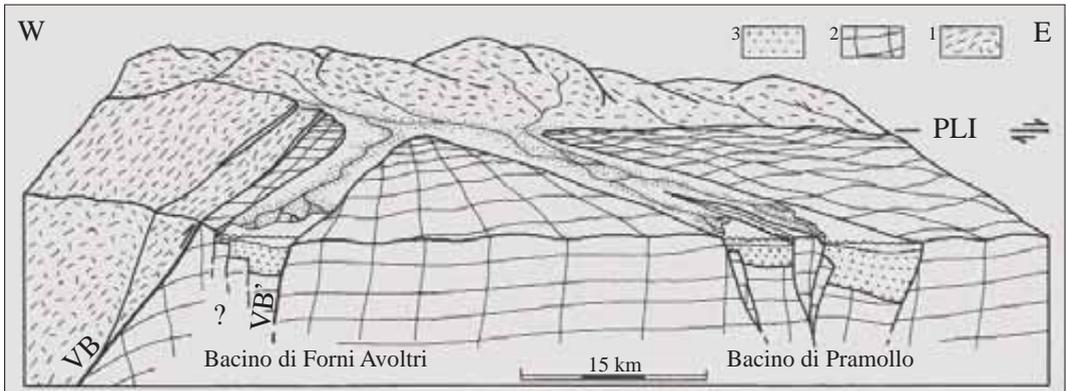


Fig. 9.5 - Così poteva presentarsi l'area carnico-pontebbana durante il Carbonifero Sup. 1) Basamento metamorfico del Comelico e del Cadore (orogenesi ercinica); 2) *Catena Paleocarnica* (orogenesi ercinica); 3) Successione permo-carbonifera (discordante sulla *Catena Paleocarnica*); PLI: paleolinea insubrica (paleolinea della Gailtal); VB: linea (ercinica) della Val Bordaglia; VB': linea (permo-carbonifera) della Val Bordaglia. (Da CASSINIS, PEROTTI & VENTURINI, 1997).

dei numerosi acquitrini e sono in parte destinate a fossilizzarsi (fig. 9.6 e 9.18).

Ad intervalli regolari, il mare riguadagna le posizioni conquistate in precedenza dai delta e quando questo accade intere aree coperte da vegetazione soccombono alla forza delle mareggiate. Le piante sono abbattute con forza ed accatastate presso le rive, sopra i sedimenti ancora molli. Successivamente, fanghi e sabbie marine le ricoprono consentendo la formazione di perfette impronte delle cortecce, dei rami e delle foglie. Ogni loro più piccolo solco o nervatura è registrato con precisione assoluta. Sarà un aiuto fondamentale per i paleontologi interessati a classificarne i numerosi generi e specie (figg. 9.1 e 9.23-27).

Saranno tutti dati estremamente utili ai fini sia della ricostruzione dell'evoluzione organica del pianeta, sia della comprensione dell'ambiente che dominava l'alto Friuli di allora e, infine, risulteranno indispensabili per assegnare un'età ai sedimenti correlandoli con altre successioni rocciose coeve depositate, ad esempio, nei settori europei e americani.

La veloce carrellata di immagini degli antichi ambienti scorre di fronte e intorno a noi attraverso i milioni di anni paleozoici. Sembra impossibile che uno stesso territorio possa col passare del tempo subire modificazioni così

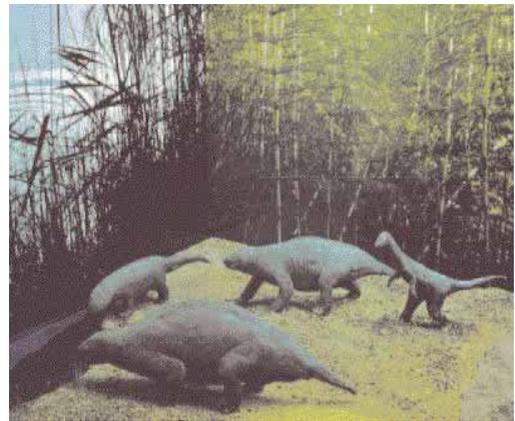


Fig. 9.6 - Uno degli ambienti che caratterizzavano l'area del bacino di Pramollo nel Carbonifero Sup. (Gruppo di Pramollo, P), popolata da vertebrati (pesci, anfibi e, in parte, rettili) e rivestita da rigogliose flore, soprattutto rappresentate da equisetali e filicali (*Ricostruzione paleoambientale realizzata da Piero Venturini*).

radicali: da quelle morfologiche alle climatiche, dalle ambientali alle ecologiche.

Mentre riflettiamo su tali straordinari aspetti, il mare si inserisce stabilmente nelle precedenti piatte valli fluviali (**R₁₋₃**) e nuovamente gli organismi marini possono proliferare con tranquillità originando nuove scogliere organogene (Gruppo del Trogkofel, T).

Questa volta hanno ampiezza limitata e spessori molto più ridotti (circa 400 m) rispet-

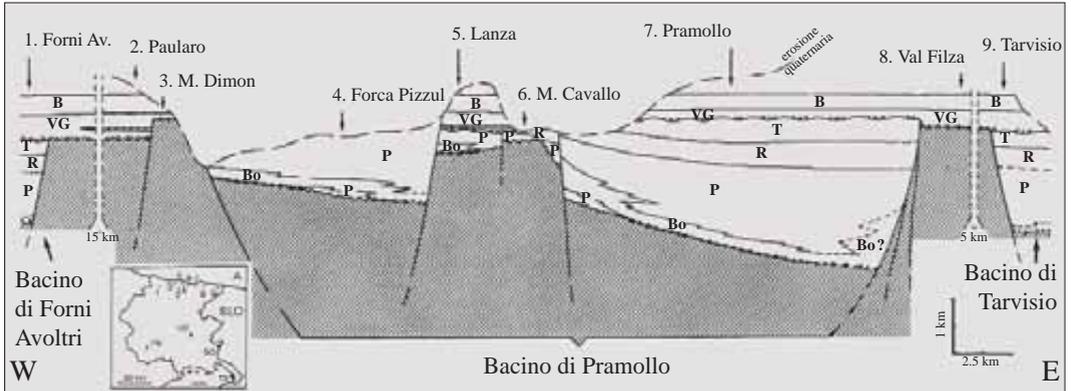


Fig. 9.7 - La sezione E-W ricostruisce i rapporti stratigrafici tra le unità della successione di età carbonifera superiore-permiana superiore attraverso le Alpi Carniche. Situazione alla fine del Paleozoico. **Bo)** Fm. del Bombaso; **P)** Gruppo di Pramollo; **R)** Gruppo di Rattendorf; **T)** Gruppo del Trogkofel; **VG)** Arenarie di Val Gardena; **B)** Fm. a Bellerophon. (Da CASSINIS et al., 1998).



Fig. 9.8 - Al centro il M. Auernig (1863 m) con la caratteristica stratificazione nella quale spiccano i banchi conglomeratici e calcarei, intercalati a livelli pelitico-arenitici (Fm. del Corona, **P₃**, e Fm. dell' Auernig, **P₄**, Gruppo di Pramollo). Vista da nord-ovest. Verso sinistra la successione permo-carbonifera prosegue nel M. Carnizza. Il rilievo carbonatico in secondo piano, dietro il M. Auernig, è il M. Scinauz (1999 m) mentre sullo sfondo si scorgono le Alpi Giulie del settore a sud di Pontebba, con la piramide del Montasio (2753 m). Le morfologie a dolci ripiani solcati da piste da sci, così come i boschi che coprono il versante meno ripido del M. Auernig, si trovano in Austria, appena oltre il confine di stato.

to a quelle del Devoniano. Sono ubicate non più in zone di mare aperto ma prossime alla costa. Inoltre, sono formate non più da prevalenti colonie di organismi costruttori ma da miliardi di alghe che secernono o agglutinano carbonato di calcio e da minuscoli gusci incrostanti di organismi unicellulari. Saldamente cementati insieme formeranno dei nuclei rocciosi massicci, come quello della Creta di Aip (Trogkofel) (fig. 9.11), i quali si

espandono e si ispessiscono con il rapido susseguirsi delle generazioni di organismi.

Siamo passati senza accorgerci attraverso il limite Carbonifero-Permiano, situato all'incirca 300 milioni di anni fa ed ora ci stiamo avvicinando alla fine del Permiano Inf. Si preannunciano nuovi drastici cambiamenti.

Nel tardo Carbonifero Sup. e nel Permiano Inf. i movimenti verticali del territorio, generalmente in abbassamento, avevano determi-

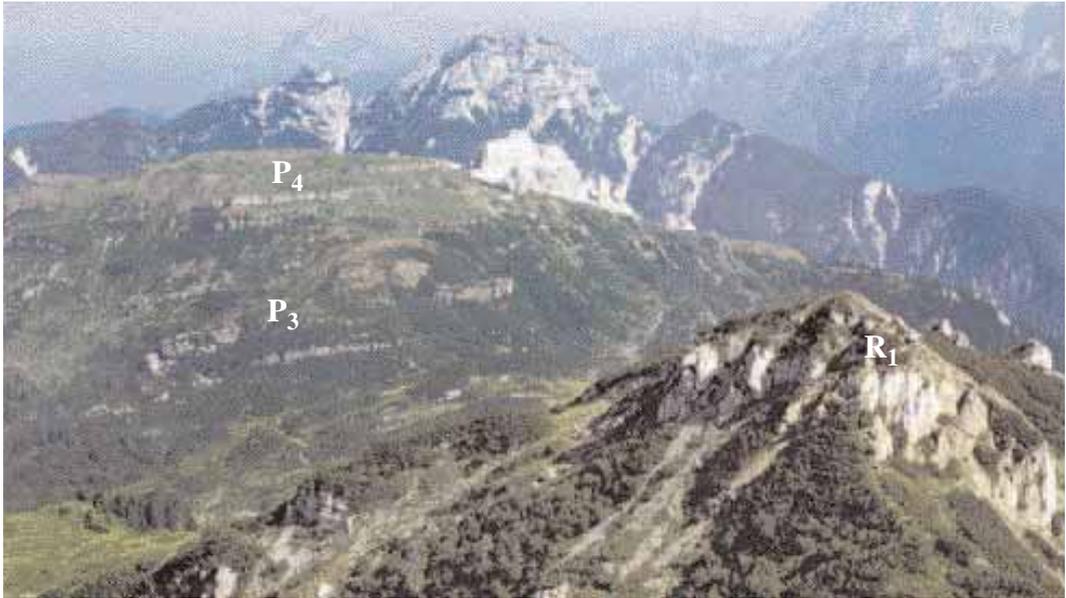


Fig. 9.9 - Sulla sinistra, in secondo piano, si staglia il M. Corona (1832 m) dalla caratteristica stratificazione sub-orizzontale (Fm. del Corona, **P₃** e Fm. dell'Auernig, **P₄**, Gruppo di Pramollo). I suoi strati conservano uno dei più ricchi siti europei di piante fossili di età carbonifera superiore. Vista da ovest.

nato lungo particolari fasce una transizione dall'ambiente continentale a quello marino.

Tra queste zone mobili ve n'erano altre rimaste nel tempo costantemente emerse. Leggermente sopraelevate rispetto alle prime, durante tutto il Permo-Carbonifero non avevano ricevuto alcun tipo di sedimentazione (fig. 9.7). Su di esse aveva semplicemente continuato ad agire una blanda erosione e una diffusa alterazione. Tutto questo mentre negli adiacenti settori di Pramollo e di Forni Avoltri si era accumulata una successione di sedimenti spessa fino a 2.000 m.

La ragione degli sprofondamenti lenti e progressivi di alcune parti del territorio, in settori particolari confinati tra faglie in costante attività, va cercata in un meccanismo più generale. Nel Carbonifero Sup. sommitale e nel Permiano Inf. ampi settori crostali circummediterranei si stanno comportando allo stesso modo. La ragione risiede in un movimento della placca euroasiatica che, con movimento verso destra (est), scorre rispetto al blocco crostale africano, in moto verso sinistra (ovest).

Lungo la fascia di contatto trascorrente (così si definiscono i movimenti a prevalente spostamento orizzontale) si generano limitati squarci crostali che lentamente abbassano vasti territori e richiamano sedimenti. È quello che si è verificato nell'alto Friuli, tra Pramollo e Forni Avoltri. È accaduto lo stesso, nel medesimo intervallo di tempo, anche in Francia, Spagna e, più vicino a noi, in Lombardia e Trentino Alto Adige, Toscana e Sardegna.

In Italia, quelli di Pramollo (con il Tarvisiano) e Forni Avoltri sono gli unici settori sprofondanti per subsidenza tettonica che si aprono direttamente al mare. Negli altri casi gli abbassamenti ospitano sempre bacini lacustri, più o meno ampi, ma sempre interni al continente.

Ora, al culmine del Permiano Inf., la tendenza all'abbassamento si inverte e comincia una fase di generale sollevamento verticale. Nel Friuli settentrionale il risultato sarà un complessivo blando innalzamento crostale che finirà col sottrarre l'intero settore all'influenza marina facendolo emergere.



Fig. 9.10 - Pale di San Lorenzo (2017 m), Lanza, bacino di Pramollo. Vista da sud-est. Prevalenti strati e banchi carbonatici di età permiana inf. facenti parte della Fm. inferiore a Pseudoschwagerina (**R₁**, Gruppo di Rattendorf). Gli strati basali dell'unità registrano il passaggio Carbonifero-Permiano sulla base delle associazioni a fusulinidi.

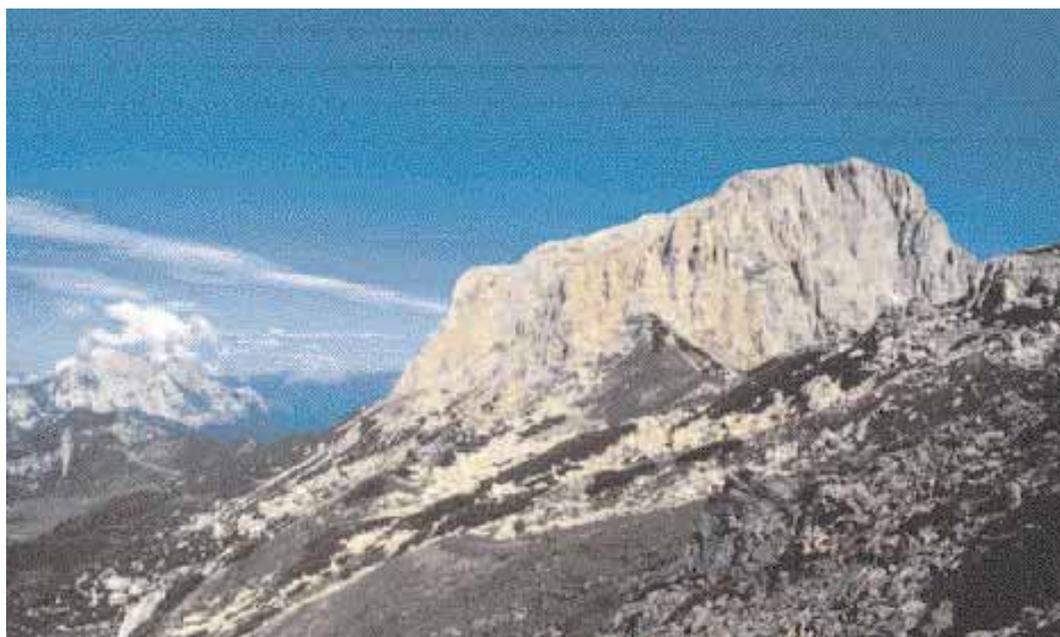


Fig. 9.11 - Creta di Aip (2279 m). L'intero rilievo costituisce parte di una scogliera massiccia di età permiana inf. (**T**, Gruppo del Trogkofel). Non compaiono i classici organismi biocostruttori, qui sostituiti da gusci di microrganismi incrostanti e alghe che hanno dato forma ad un prisma carbonatico spesso fino a 400 m. La sua superficie sommitale, modellata dalle erosioni quaternarie, coincide in parte con una superficie di erosione e dissoluzione formatasi nel Permiano Medio. Vista da est (cfr. fig. 10.9).

Scheda delle unità

Fm. del Bombaso (Bo)

Età: Moscoviano-Kasimoviano (Carbonifero Sup.).

Fossili: Frammenti di vegetali, artropodi (rinvenuti nel settore di Pramollo).

Litologie: Prevalgono i conglomerati anche di grossa pezzatura, con clasti di composizione varia erosi dall'immediato substrato formato dalla successione ordoviciano-carbonifera sottoposta a smantellamento subaereo. Subordinate areniti litiche e peliti.

Spessore: Da pochi metri a oltre 200 m nel settore di denominazione (Pramollo).

Gruppo di Pramollo (P₁₋₅)

Età: Moscoviano-Gzheliano (Carbonifero Sup.).

Fossili: Alghe, vegetali (equisetali, filicali), coralli, briozoi, brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi, crinoidi, artropodi (trilobiti, aracnidi, insetti, impronte di limulidi), pesci cartilaginei (denti), anfibi (impronte).

Litologie: Areniti quarzoso-micacee, peliti e conglomerati a ciottoli quarzosi in banchi metrico-decimetri; biocalcareni algali e a fusuline in banchi metrico-decimetri.

Spessore: Varia da alcune decine di metri ad oltre 1.200 m, raggiunti nella classica località di Pramollo e misurabili nelle famose serie dei Monti Auernig, Carnizza e Corona. Nel bacino di Forni Avoltri (Rio Alpo) l'intero Gruppo misura 110 m anche se attualmente ne affiorano solo 35 a causa dell'aumento delle coperture detritiche e vegetali.

Gruppo di Rattendorf (R_{1,3})

Età: Asseliano-Sakmariano (Carbonifero Sup.-Permiano Inf.).

Fossili: Alghe, vegetali (equisetali, filicali), fusulinidi, coralli, briozoi, brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi, crinoidi, trilobiti.

Litologie: Biocalcareni e biomicriti algali; calcari ad oncoidi algali e calcari a foraminiferi, alternati a marne e calcari massicci in banchi. Sono presenti areniti quarzoso-micacee, peliti e conglomerati quarzosi, organizzati in intercalazioni da sottili a molto potenti.

Spessore: Il Gruppo ha i suoi massimi nel bacino di Pramollo, in particolare nell'area di Lanza dove lo spessore si aggira intorno a 450 m. Nel bacino di Forni Avoltri non è scorponabile dal Gruppo del Trogkofel e insieme raggiungono massimi di 140 m presso Forni Avoltri per scendere fino a 16 m presso l'incisione del Rio Alpo, complice anche l'erosione di età permiana medio-sup. indotta da blandi sollevamenti crostali.

Gruppo del Trogkofel (T)

Età: Sakmariano-Artinskiano (Permiano Inf.).

Fossili: Alghe, foraminiferi, brachiopodi, gasteropodi, cefalopodi, crinoidi.

Litologie: Calcari e calcari dolomitici grigi e rosati, massicci, divisi in banchi spessi. Verso l'alto sono presenti fratture sinsedimentarie riempite da peliti rosse.

Spessore: È molto variabile per chiusure laterali e/o erosioni di età permiana media. Raggiunge il massimo (circa 400 m) al monte omonimo, a nord-ovest di Pontebba.



Fig. 9.12 - Lungo gli ultimi tornanti della strada che sale al Passo Pramollo si distribuiscono i migliori e più raggiungibili affioramenti della Fm. del Bombaso (Bo).



Fig. 9.13 - Conglomerato a clasti quarzosi del Gruppo di Pramollo (P), di età carbonifera sup. I clasti sono embriacati ed indicano trasporto fluviale verso destra.

Affioramenti

I sedimenti più significativi e fossiliferi depositati in questo intervallo di tempo (Permo-Carbonifero) affioreranno, centinaia di milioni d'anni più tardi, nell'area del Passo Pramollo, ai Monti Auernig (fig. 9.8), Carnizza, Corona (fig. 9.9), nella zona di Lanza, Forca Pizzul e, in modo meno appariscente, al Col di Mezzodì, rilievo ubicato a sud-est di Forni Avoltri. Costituiranno un richiamo per studiosi ed appassionati di ogni parte del mondo, attratti dall'unicità di questa sequenza di strati.

Punti... di vista

Di tutto il territorio circummediterraneo è il settore di Pramollo, a nord di Pontebba, quello che racchiude le più spettacolari successioni rocciose di età permo-carbonifera. Possono essere considerate non solo le più interessanti d'Italia ma anche di gran parte d'Europa grazie alle splendide esposizioni degli affioramenti e alla ricchezza in fossili marini, al ricco archivio

di tracce di bioturbazione marina (fig. 9.3) e ai diffusi resti di piante terrestri, in gran parte filicali ed equisetali (figg. 9.1 e 9.23-27).

La Fm. del Bombaso (**Bo**), che prende il nome dal rio emissario del lago artificiale di Passo Pramollo, trova le sue migliori esposizioni lungo l'ultimo tratto di strada che sale al Passo, dal tornante della vecchia caserma della finanza fino alla quota 1465 m (fig. 9.12). Vi affiorano conglomerati poligenici (ossia con ciottoli di varie litologie) e subordinate areniti e peliti, tutti alimentati dallo smantellamento dei rilievi ercinici.

Può tornare utile anche salire dal Passo alla Casera Auernig e lì osservare i dossi rocciosi sulle cui propaggini occidentali sono costruiti gli edifici della casera. La Fm. del Bombaso (**Bo**) dalla casera continua ad affiorare nel rio (ripido!) che scorre ad est della stessa, dove affiorano brecce e conglomerati che in questo caso sono formati da prevalenti ciottoli calcarei e rare selci nere, sempre erosi dalla *Catena Ercinica*, e da areniti ben stratificate, grigio chiare, formate da granuli calcarei smantellati dalle unità devono-dinantiane.



Fig. 9.14 - Conglomerati quarzosi e areniti depositi in ambienti fluvio-deltizi (Fm. di Val Dolce, **R₂**, Gruppo di Rattendorf). Affiorano nel settore di Lanza (bacino di Pramollo) e formano bancate potenti da meno di un metro a oltre la decina.



Fig. 9.15 - Zuckerhutl (2060 m), a nord della Creta di Aip. Sono ben esposti i depositi calcarei stratificati della Fm. superiore a Pseudoschwagerina (**R**₃, Gruppo di Rattendorf) passante, verso l'alto, ai carbonati massicci di età permiana inf. del Gruppo del Trogkofel (**T**).

Il contatto, fortemente discordante, tra la successione permo-carbonifera e il sottostante substrato (*Catena Paleocarnica*) è ben apprezzabile sulla cima del M. Cavallo di Pontebba (fig. 8.9), raggiungibile da Casera Winkel (con ultimo tratto di salita in ferrata per mediamente esperti); nel Rio Bruca (circa q. 1300 m) che scende dal monte omonimo a nord di Pontebba (percorso non difficile ma interamente sviluppato sulle alluvioni sciolte del ripido alveo, a tratti con grossi blocchi); nei pressi della sommità di Cima Val di Puar-tis (versante nord) e lungo il sentiero che da quest'ultima conduce a Casera Meledis alta. In tutti questi siti il contatto è sottolineato da un livello, più o meno spesso, di ruditi (conglomerati e breccie, **Bo**).

Per il Gruppo di Pramollo (diviso in cinque Formazioni, **P**₁₋₅) non si può che consigliare il settore centrale di Pramollo, area classica d'affioramento con, in particolare, il M. Corona, percorribile tutto con facilità estrema, il M. Carnizza, con il sentiero che ne taglia per

lungo tratto la fascia di crinale, e il M. Auer-nig, che riserva i migliori e più interessanti affioramenti fuori sentiero, lungo lo spigolo sud-est, risalibile senza difficoltà elevate. Nei tre rilievi sono ben esposte, in particolare, le Formazioni superiori (**P**₃₋₄₋₅) del Gruppo di Pramollo.

Per le Formazioni inferiori (**P**₁₋₂) del Gruppo di Pramollo si segnalano invece gli affioramenti presenti appena ad ovest del Passo del Cason di Lanza, nei Rii del Museo, das Barbacis e Cordin, nonché, in tutt'altro settore, lungo il tratto inferiore del Rio Alpo, a sud-est di Forni Avoltri, dove è ben conservata la transizione rapida tra il Gruppo di Pramollo (**P**) e il successivo Gruppo di Rattendorf (**R**).

I migliori affioramenti dei Gruppi di Rattendorf (**R**) e del Trogkofel (**T**) sono concentrati rispettivamente nella zona Creta di Lanza-Sella di Val Dolce (fig. 9.10) e alla Creta di Aip (fig. 9.11). A nord di quest'ultima si percepisce bene e in più punti il passaggio tra i due Gruppi (fig. 9.15).

Per saperne di più

- CASSINI G., CORTESOGNO L., DALLAGIOVANNA G., DI STEFANO P., GAGGERO L., GULLO M., MASSARI F., NERI C., RONCHI A., SENO S., VANNOSSI M. & VENTURINI C., 1998 - Synthetic Upper Palaeozoic correlation charts of selected Italian areas. *Atti Ticin. Sc. Terra*, 40: 65-120.
- FLÜGEL E. (ed.), 1980 - Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. *Carinthia* II, Sdr. 36: 182 pp.
- FRITZ A., BOERSMA M. & KRAINER K., 1990 - Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. *Carinthia* II, Sdr. 49: 192 pp.
- GORTANI M., 1903 - Sul rinvenimento del calcare a Fusuline presso Forni Avoltri nell'alta Carnia occidentale. *Rend. R. Acc. Lincei*, 11: 316-318.
- KAHLER F. & KAHLER G., 1982 - Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Oberkarbonische Fusuliniden der Karnischen Alpen. *Palaeontographica, Abt. A*, 177: 89-128.
- KAHLER F. & PREY S., 1963 - Erläuterungen zur Geologischen Karte des Nassfeld-Gartnerkofel Gebietes in den Karnischen Alpen. *Geol. B.-A.*: 116 pp.
- KRAINER K., 1992 - Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen. *Jb. Geol. B.-A.*, 135 (1): 99-193.
- LAL GAURI K., 1965 - Uralian stratigraphy, Trilobites and Brachiopods of the Western Carnic Alps (Austria). *Jb. Geol. B.-A.*, Sdr. 11: 94 pp.
- PASINI M., 1963 - Alcuni Fusulinida della serie del Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 80 (4): 591-602.
- VAI G.B., 1991 - Palaeozoic strike-slip rift pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean Tethyan realm. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 87: 223-252.
- VAI G.B., FRANCAVILLA F., FERRARI A. & CONTARINI M.T., 1980 - La sezione del Monte Carnizza (Carbonifero Superiore, Alpi Carniche). *Mem. Soc. Geol. It.*, 20: 267-276.
- VENTURINI C., 1990 - Geologia delle Alpi Carniche centro-orientali. *Mus. Friulano St. Nat.*, Pubbl. 36: 220 pp.
- VENTURINI C. (ed), 1991 - Workshop Proceedings on Tectonics and Stratigraphy of the Pramollo Basin (Carnic Alps). *Giorn. Geol.*, ser. 3a, 53 (1): 242 pp.



Fig. 9.16 - Particolare di un banco di mare basso formato da oncoidi algali di età permiana inf. (Fm. di Val Dolce, **R₂**, Gruppo di Rattendorf). Al centro dei rivestimenti algali concentrici spesso è visibile un fusulinide (*Schwagerina*) che ha agito come nucleo di aggregazione per il primo iniziale ricopimento algale (3x).



Fig. 9.17 - Dente di pesce cartilagineo *Petalodus ohioensis* (Val Dolce, Paularo, 1x).

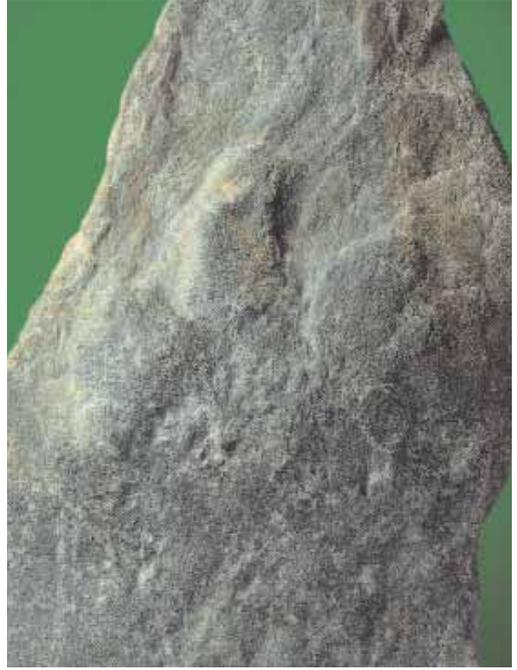


Fig. 9.18 - Impronta di anfibio *Hylopus* cfr. *hardingi*, dalla Fm. del Corona (**P₃**) (M. Auernig, Pontebba, 0.7x).



Fig. 9.19 - Trilobite *Pseudophillipsia ogivalis* (Passo Pramollo, Pontebba, 2x).

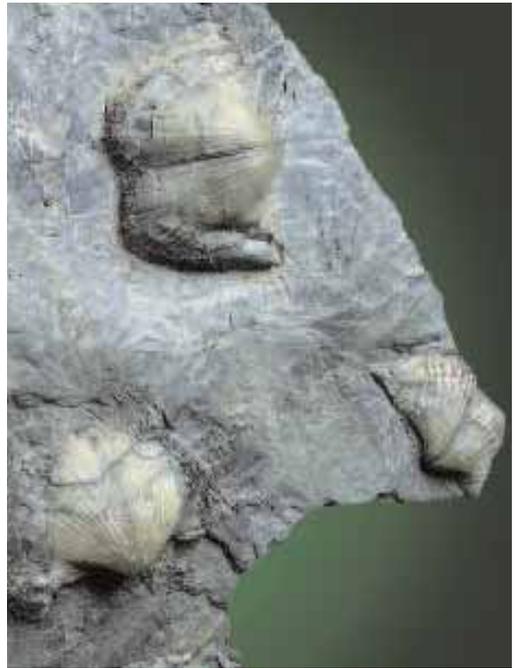


Fig. 9.20 - Blocco con brachiopodi Spiriferida (Casera For, Pontebba, 0.5x).



Fig. 9.21 - Nella Fm. del Corona (P_3), si rinvengono livelli costituiti da accumuli di gusci di invertebrati marini, in prevalenza brachiopodi con subordinati bivalvi, gasteropodi, cefalopodi e trilobiti (M. Corona, Pontebba, 1x).



Fig. 9.22 - Lastra con numerosi esemplari di brachiopodi *Linoproductus cora* parzialmente limonitizzati (M. Carnizza, Pontebba, 0.7x).



Fig. 9.23 - Fronde di “felci” del genere *Pecopteris*. Nell’area di Passo Pramollo (Pontebba), così come in quella di Cason di Lanza (Paularo), sono presenti numerosi affioramenti fossiliferi ricchi in resti di vegetali (0.3x).



Fig. 9.24 - Frammento di fronda di *Pecopteris* (Monte Corona, Pontebba, 2x).

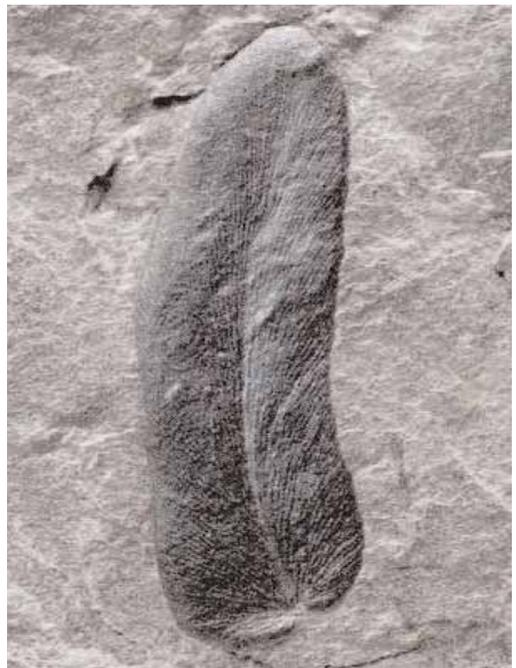


Fig. 9.25 - Foglia della “felce” ?*Linopteris* (Pramollo, Pontebba, 1x).



Fig. 9.26 - Frammento di tronco di *Calamites* sp. (Passo Pramollo, Pontebba, 0.7x).

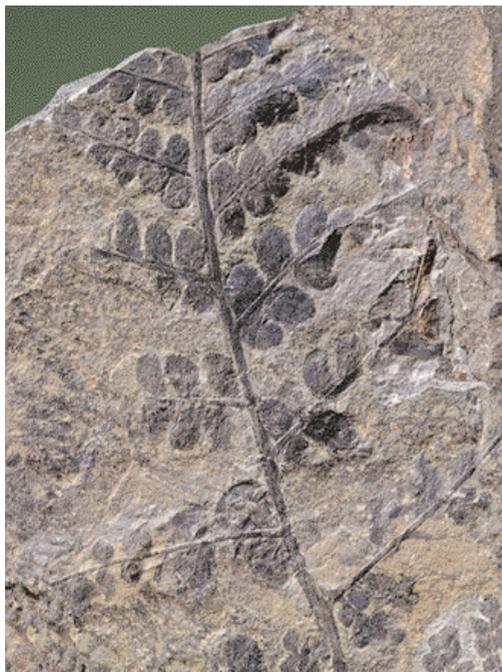


Fig. 9.27 - Fronda di felce arborescente del genere *Sphenopteris* (Passo Pramollo, Pontebba, 2x).

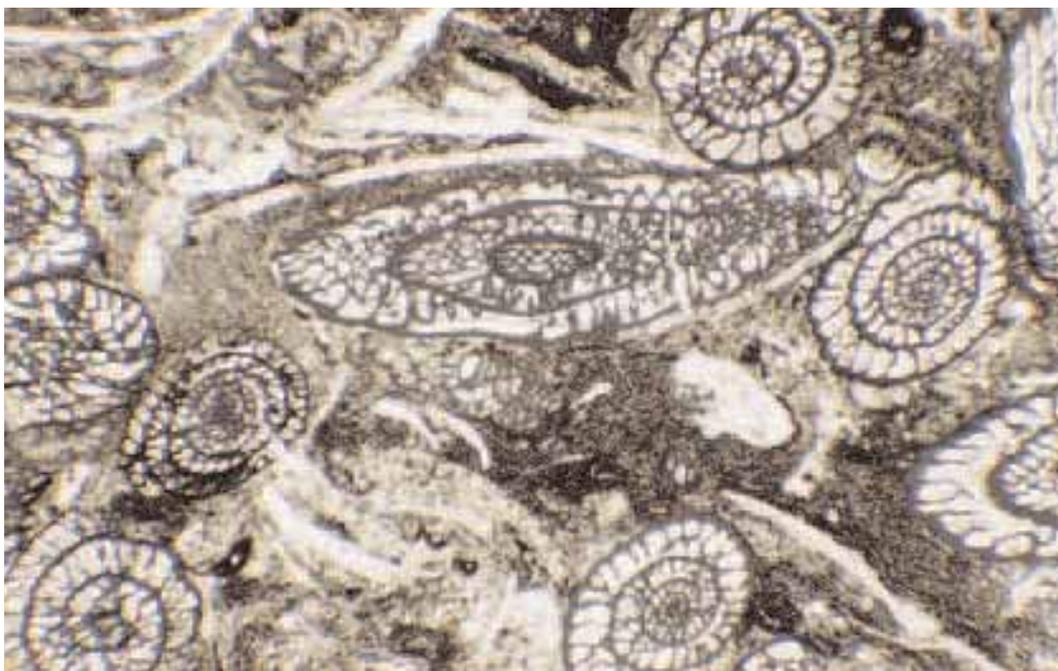
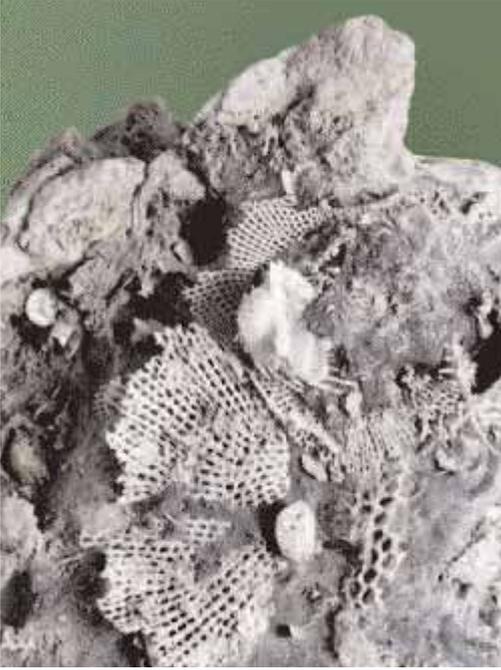


Fig. 9.28 - Caratteristico calcare bioclastico di mare basso (Gruppo di Pramollo, **P**). La gran parte dei bioclasti è formata di fusulinidi, qui in sezione trasversale con un unico esemplare tagliato longitudinalmente (sez. sott., 35x).



Figg. 9.29 e 9.30 - Faune silicizzate (Casera Auernig, Pontebba; brachiopodi e briozoi a sinistra (1.5x), fusuline a destra (2x). La conservazione permette di osservare dettagli come, ad esempio, le spine del brachiopode nella foto di sinistra.



Fig. 9.31 - Brachiopodi del genere *Isogramma* presenti nei livelli del Gruppo di Pramollo (P, Cason di Lanza, Paularo, 0.8x).



Fig. 9.32 - Tetracoralli, costruttori delle “scogliere” del Permiano Inf. (Fm. superiore a Pseudoschwagerina, **R₃**, Gruppo di Rattendorf, Creta di Aip, Moggio Udinese, 0.5x).



Fig. 9.33 - Pigidio di Phillipsiidae (Forni Avoltri): sono tra gli ultimi trilobiti della Carnia (Permiano Inf., 3x).

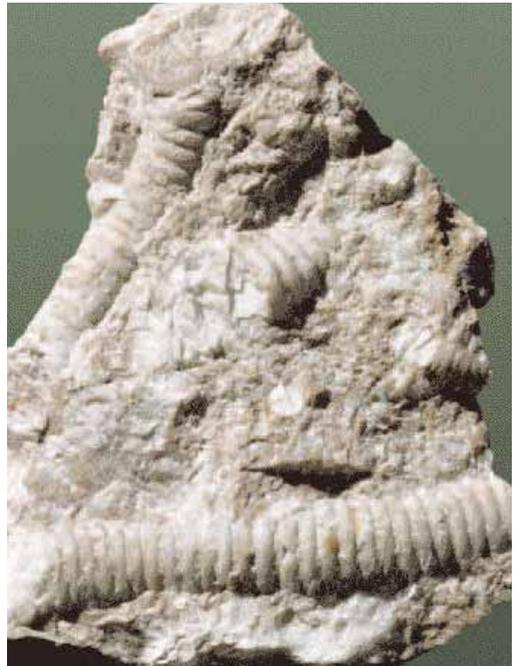


Fig. 9.34 - Frammenti di steli di crinoidi (Creta di Aip, Moggio Udinese, 0.5x).

10. PERMIANO MEDIO-SUPERIORE

270-250 MILIONI DI ANNI FA

VG

Di_a



Viaggiando nel tempo

Nel tardo Carbonifero Sup. e nel Permiano Inf. l'alto Friuli di allora ci ha riservato spettacolari panorami e ambienti tropicali.

Inizialmente, grazie ai progressivi abbassamenti subiti da settori delimitati da faglie attive (subsidenza tettonica), si sono individuate le due vallate di Pramollo e Forni Avoltri (fig. 9.8). Ognuna, in origine, poteva essere larga da 5 a 15 km. Erano separate da modesti rilievi montuosi, rapidamente spianati dall'erosione (Fm. del Bombaso, **Bo**) ed elevati di poche centinaia di metri sopra il livello marino.

Nel nostro viaggio che risale il tempo siamo giunti all'inizio del Permiano Medio, circa 270 milioni di anni fa. Improvvisamente, sotto e intorno a noi il paesaggio si modifica in modo inatteso. È il frutto della combinazione di blandi movimenti verticali positivi (sollevamenti), distribuiti sopra un territorio esteso dalla Francia alla Croazia, e dal concomitante abbassamento globale del livello marino (quasi 100 m). Quanto basta per modificare drasticamente l'ambiente di un'intera regione.

La ragione di tale effetto va cercata ancora una volta nel movimento di scorrimento orizzontale tra i blocchi crostali Laurussia e Gondwana (indicativamente Nord-America con Eurasia e Africa con Sud-America, Antartide e Oceania) in movimento reciproco. Il mare si ritira ovunque ed il paesaggio che ci circonda si rimodella rapidamente.

Di lì a pochi milioni di anni - poco più di un attimo in geologia! - le grandi trascorrenze sarebbero state sostituite da ampie e generalizzate distensioni crostali. Il settore circummediterraneo del Permiano Medio-Sup., e con esso i territori delle future aree italiane nord-orientali, si sta per riorganizzare in modo drastico.

Durante il Permiano Inf., guardando a occidente oltre i limiti dell'area carnica, in Comelico, Cadore e Alto Adige, avevamo scorto le terre emerse punteggiate da una serie di vulcani in attività. Le rispettive colate andavano diminuendo di intensità verso di noi, fino a bloccarsi prima di raggiungere i territori carnici.

Le effusioni laviche sono da collegare alla risalita in superficie di magmi profondi. Magmi che si erano formati durante le fasi dell'orogenesi ercinica di età carbonifera a spese delle porzioni più profonde della litosfera che, durante la collisione tra placche, erano state portate a temperature di fusione.

Adesso, nel Permiano Medio, ci accorgiamo che anche il clima, gradualmente, sta di nuovo cambiando. Dopo il lungo periodo caldo umido, con piogge periodiche e abbondanti, si va affermando una diminuzione della piovosità che porterà alla scomparsa della rigogliosa flora permo-carbonifera. Queste stesse aree in precedenza erano state marine e deltizio-fluviali. In esse le alghe e i fusulinidi (foraminiferi unicellulari a guscio carbonatico) avevano dato origine a caratteristici banchi calcarei formati dalla sovrapposizione di singoli strati decimetrici.

Ora quei medesimi territori si presentano emersi, desolati e privi di quella vita ospitata fino a pochi istanti geologici prima. Le piogge stanno diminuendo progressivamente a causa della tendenza del clima verso un riscaldamento e contemporaneo inaridimento. Il settore carnico-pontebbanò, ormai completamente emerso, è solcato da brevi torrenti che incidono le rocce permo-carbonifere e il substrato più antico sul quale esse poggiano.

Le erosioni producono pietrisco, ghiaie grossolane e subordinate sabbie che si distribuiscono ai piedi dei versanti. Formano a tratti dei ridotti ventagli di detriti carbonatici (Breccia di Tarvisio, **BT**, figg. 10.2 e 10.3) erosi dal sottostante Gruppo del Trogkofel. Più spesso danno luogo a estesi conoidi alluvionali composti in prevalenza da ciottoli e frammenti di rocce vulcaniche e sedimentarie

Fig. 10.1 - M. Zoufplan (1999 m), versante meridionale, nei pressi della cima. Contatto discordante tra le vulcaniti basiche della Fm. del Dimon (**Di_d**) e le peliti rosse delle Arenarie di Val Gardena (**VG**).

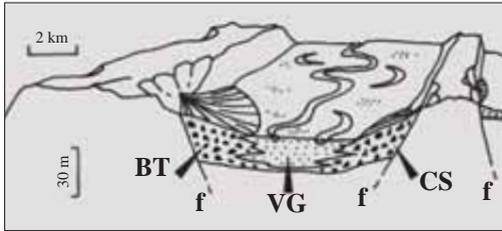


Fig. 10.2 - Il disegno ricostruisce il possibile ambiente di formazione delle ruditi permiane superiori. **BT**: Breccia di Tarvisio; **CS**: Conglomerato di Sesto; **VG**: Arenarie di Val Gardena; **f**: faglia sinsedimentaria.



Fig. 10.3 - Sommità della Creta di Aip (Troglkofel). Breccia di Tarvisio (**BT**), Permiano Sup. I clasti provengono dallo smantellamento dei calcari del sottostante Gruppo del Troglkofel (**T**).



Fig. 10.4 - T. Chiarsò, a nord di Paularo. Conglomerato di Sesto (**CS**), Permiano Sup. I clasti provengono dallo smantellamento della sottostante Fm. del Dimon (**Di**).

(Conglomerato di Sesto, **CS**) erose dalle sottostanti successioni rocciose, composte sia dai Gruppi di Pramollo e di Rattendorf sia, più spesso, dalle Fm. del Hochwipfel e del Dimon (figg. 10.2 e 10.4).

Trascorrono centinaia di migliaia d'anni. Sopra al pietrisco e alle ghiaie (**BT** e **CS**), ormai cementate e trasformate rispettivamente in breccie e conglomerati, si sedimentano abbondanti sabbie e limi (Arenarie di Val Gardena, **VG**). Sono sedimenti trasportati da fiumi che erodono lontane regioni ubicate verso nord e nord-ovest. I nuovi depositi sono rapidamente ossidati dalle particolari condizioni climatiche ed acquistano un'inconfondibile colorazione rosso mattone (fig. 10.5 e 10.6).

Li seguiamo mentre si distribuiscono sull'intero territorio friulano-carnico, ormai trasformato in una brulla e piatta pianura estesa a perdita d'occhio. Lontano, verso sud-est, si scorgono le prime strette fasce lagunari che preludono all'avvento del futuro mare tardopaleozoico e triassico. Il caldo secco aumenta ancora. Ormai in Carnia i fiumi hanno assunto le caratteristiche di *uadi* che sporadicamente distribuiscono su vaste aree sabbie finissime e limi, trascinati e dispersi da apporti idrici che col passare del tempo diventano sempre più scarsi ed occasionali.

Il nuovo ambiente, pur nella sua desolazione enfatizzata dal confronto con i delta carboniferi che occupavano quelle stesse zone pochi milioni di anni prima, ci affascina ugualmente. Scorgiamo qualche rara macchia arbustiva concentrata nei pressi delle non frequenti pozze d'acqua in rapida evaporazione, alimentate dall'esigua falda sotterranea. Si intravedono, sulle rive fangose, dei piccoli rettili ritti sulle zampe posteriori, ignari che le loro orme resteranno a testimoniarne l'esistenza per oltre 250 milioni di anni.

Come nel Permiano Inf. sommitale avevamo assistito al ritiro del mare, così adesso ne percepiamo il ritorno. Lento ma inesorabile si riaffaccia alle porte dell'area carnico-tarvisiana. Lo sconfinato oceano dell'oriente, la futu-



Fig. 10.5 - In località Reppwand (Pramollo) affiora in continuità una successione che dal Gruppo di Rattendorf (**R**) giunge a comprendere il Conglomerato di Richthofen (**Ri**). Nella foto è ripresa la parte centrale dell'affioramento che conserva il contatto erosivo tra il Gruppo del Troglkofel (**T**) e la Breccia di Tarvisio (**BT**), alla quale si sovrappongono 40 m di peliti rosse (Arenarie di Val Gardena, **VG**) passante alle litologie della Fm. a Bellerophon (**B**), qui rappresentata da marne varicolori seguite da calcari stratificati di mare basso (**B₂**).



Fig. 10.6 - Alternanza di livelli dolomitici e peliti rosse con sparsi livelli a *caliche* delle Arenarie di Val Gardena (**VG**), porzione prossima alla base, Permiano Sup. L'affioramento è ubicato sulla sponda sinistra del T. Chiarsò, a nord di Paularo.



Fig. 10.7 - Livelli dolomitici neri alternati a orizzonti gessosi (laguna evaporitica) nella Fm. a Bellerophon (**B₁**, Permiano Sup.). Rio Avoltruzzo, a nord-ovest di Forni Avoltri. È l'unico affioramento delle Alpi Carniche di questa unità (**B₁**) non laminato e brecciato dagli sforzi tettonici alpini (cfr. fig. 10.13). Il riquadro indica la posizione della fig. 10.8.

ra mitica Tetide, a metà del Permiano Sup. bussa alla porta dell'alto Friuli di allora.

Lo fa con le sue propaggini meno impegnative: un mare basso e lagunare che in breve si sostituirà alle sconfinite pianure arrossate, ricoprendole con una lama d'acqua satura di sali.

Il lasciapassare all'ingresso marino dev'essere cercato proprio in quel drastico cambiamento delle condizioni geodinamiche del settore circummediterraneo, non più dominato dai movimenti trascorrenti ma da generalizzate distensioni crostali. Distensioni che cominciano a produrre lenti abbassamenti in territori via via sempre più ampi offrendoli all'inevitabile conquista del mare.

L'ambiente che ora percepiamo ci ricorda da vicino le condizioni attuali delle rive del Golfo Persico. Il settore fra Sappada e Tarvisio comincia ora, di fronte a noi, ad abbassarsi lentamente. Il progressivo sprofondamento è accompagnato dalla deposizione di centinaia di sottili strati gessosi nodulari d'origine evaporitica. Si alternano a livelli di calcari neri depositati in strati decimetrici sui fondali lagunari di bassa profondità (Fm. a Bellerophon, mb. a gessi e dolomie nere, **B₁**).

Si accumulano così quasi cento metri di strati gessosi alternati a strati e banchi calcarei neri, ricchi in materia organica, che i processi diagenetici, tra breve, trasformeranno in dolomie nere (figg. 10.7 e 10.8). Il clima arido e caldo favorisce l'evaporazione delle lagune innescando la precipitazione dei sali in esse disciolti.

Le lagune sovrassalate sono circoscritte alla Carnia. Nel Pontebbano e nel Tarvisiano, contemporaneamente, si afferma un mare basso con circolazione aperta. Sopra ai suoi fondali si accumulano depositi carbonatici ben stratificati alternati a rare marne (Fm. a Bellerophon, mb. a dolomie e calcari neri, **B₂**).

Con il passare del tempo il livello del mare si alza e le lagune evaporitiche scompaiono, sostituite dal mare basso in estensione verso occidente. Ovunque si affermano e diffondono i tipici calcari in strati sottili, ricchi di testimonianze di vita: frammenti di alghe, di bivalvi, di gasteropodi e di nautiloidi trasportati dalle correnti marine (**B₂**).

Con il ritorno del mare sull'intera area carnica (e dolomitica) si conclude, circa 250 milioni di anni fa, il Permiano, ultimo periodo del Paleozoico.



Fig. 10.8 - Dettaglio dell'immagine precedente, con livelli gessosi nodulari (bianchi) e dolomie stratificate.

Scheda delle unità

Breccia di Tarvisio (BT)

Età: Permiano ?Medio-Sup.

Fossili: Assenti (presenti solo nei clasti dei Gruppi di Rattendorf e del Trogkofel).

Litologie: Ruditi da fini a grossolane con prevalenza di breccie, brecciole e subordinati conglomerati. I clasti di questi ultimi sono quasi esclusivamente carbonatici, raramente quarzosi e arenitici.

Spessore: Varia su brevi distanze da pochi metri ad alcune decine.

Conglomerato di Sesto (CS)

Età: Permiano ?Medio-Sup.

Fossili: Assenti.

Litologie: Ruditi da fini a grossolane con prevalenza di conglomerati e subordinate breccie.

Spessore: Molto variabile. Da 1 a oltre 30 m. In Comelico (Rio Pissandolo, fuori carta) aumenta fino a raggiungere 115 m.

Arenarie di Val Gardena (VG)

Età: Permiano Sup.

Fossili: Rare impronte di tetrapodi di piccole dimensioni, microforaminiferi nelle dolomicriti.

Litologie: Areniti quarzoso micacee rosse e grigie, peliti rosse con *caliche* (noduli diagenetici

di origine vadosa). Localmente alle peliti rosse si intercalano dolomicriti a microforaminiferi in strati sottili e livelli gessosi (**vg** in carta).

Spessore: Varia da 40 a 240 m, con minimi al M. Dimon, al M. Zoufplan e a Reppwand, e massimi nel T. Chiarsò (Paularo).

Fm. a Bellerophon (B)

Età: Permiano Sup. sommitale.

Fossili: Alghe, foraminiferi (miliolidi, textularidi), bivalvi, gasteropodi, ?cefalopodi, ofiuroidi, ostracodi.

Litologie: Gessi nodulari e dolomie nere, spesso trasformati dalle spinte tettoniche alpine in gessi laminati e breccie di dolomie nere (**B₁**); marne, calcari dolomitici e dolomie stratificate nocciola e grigio chiare spesso trasformati dalle spinte tettoniche alpine in breccie di dolomie, biocalcareni nere bituminose, raramente ridotte a breccie di biocalcareni (**B₂**).

Spessore: La potenza complessiva è stimabile con certezza solo dove manca la facies gessosa (a est di Paularo) che ovunque è sede di intense deformazioni tettoniche. A Reppwand (Passo Pramollo) la Formazione, con soli depositi carbonatici, raggiunge i 260 m. In Carnia, escludendo la facies gessosa (che ha potenze superiori a 60 m), le restanti litologie sono spesse circa 200 m.

Affioramenti

Sia la Breccia di Tarvisio (**BT**) sia il Conglomerato di Sesto (**CS**) hanno spessori modesti ed esposizioni limitate. La prima delle due unità ha il suo maggiore e più caratteristico sviluppo sulla sommità della Creta di Aip (Troglkofel, fig. 10.9), lungo la scoscesa parete di Reppwand (Pramollo, fig. 10.5) e alla base del Col di Mezzodi (Forni Avoltri). La seconda unità affiora in particolare a nord di Forni Avoltri, in destra idrografica del T. Degano e tra il M. Dimon e il T. Chiarsò, a nord di Paularo. Di particolare interesse è l'affioramento posto tra Cercivento e Zovello (Valcalda), in contatto discordante sulla Fm. del Dimon.

Interessante notare che, dove le successive Arenarie di Val Gardena (**VG**) hanno spessori minori di 240 m (corrispondenti ai valori massimi per l'area carnico-pontebbana-tarvisiana) il Conglomerato di Sesto (**CS**) si riduce a pochi sottili livelli non cartografabili (Valbertad-Lanza) o è sostituito da scarse brecciole fini di spessore non cartografabile (M. Zoufplan, fig. 10.1), o addirittura scompare (M. Dimon).

Le Arenarie di Val Gardena (**VG**) sono riconoscibili per il colore rosso mattone. Il

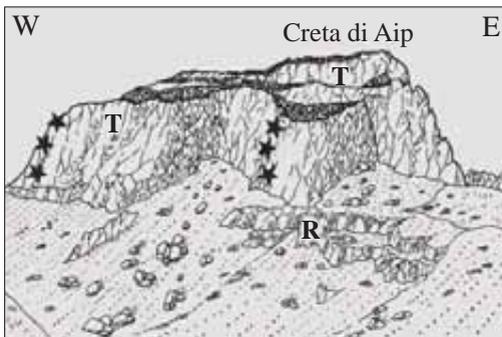


Fig. 10.9 - Creta di Aip (Troglkofel). Vista da sud-est, dal Bivacco Lomasti. Il rilievo, interamente formato da calcari e calcari dolomitici del Gruppo del Troglkofel (**T**) conserva, alla sommità, i residui di una superficie di erosione/dissoluzione di età permiana media cui si sovrappone il successivo primo deposito permiano sup., rappresentato dalla Breccia di Tarvisio (**BT**). Le stelle indicano le ferrate di accesso al pianoro sommitale



Fig. 10.10 - Poligoni di disseccamento "fossilizzati" sulla superficie di strato di un livello di pelite rossa (Arenarie di Val Gardena, **VG**, porzione basale). Strada comunale che da Ligosullo porta a Valdajer.

loro spessore varia da 40 m (M. Dimon, M. Zoufplan e Reppwand, fig. 10.5) a 200 m (Valbertad-Lanza), fino a 240 m (Forni Avoltri e Paularo).

In affioramento formano una fascia che si sviluppa lungo i fondivalle tra Comeglians, Paluzza, Ligosullo e Paularo. A questi si aggiungono i nuclei dei Monti Zoufplan (fig. 10.1) e Dimon, con gli interessanti contatti discordanti sulla Fm. del Dimon. Nella zona del M. Cordin (Lanza) un'estesa fascia di areniti e peliti rosse con dolomicriti basali (**VG**) si appoggia, con bassa discordanza angolare, sui depositi permo-carboniferi del Gruppo di Pramollo (**P**). A Reppwand (fig. 10.5) il contatto paraconcordante è sui calcari del Gruppo del Troglkofel (**T**).

Ben più estesa in affioramento risulta la Fm. a Bellerophon (**B**). Il primo dei due membri, quello a gessi e dolomie nere (**B₁**), si concentra in areali più ristretti rispetto al successivo (**B₂**). Il membro **B₁** si distribuisce in fasce strette ed allungate in senso est-ovest lungo i fondivalle della Val Pesarina, della media Val Degano (nei pressi di Comeglians), della Valcalda (tra Ravascletto e Sutrio), della Val Pontalba (presso Ligosullo), del Canal d'Incarojo (Dierico e Paularo) e della vicina vallecchia del Rio Turriea, nei dintorni di Paularo. Ad essi si aggiungono il settore di Sauris di sopra e di sotto e il fondo del T. Pontebbana.



Fig. 10.11 - M. Dimon, mulattiera presso il Lago omonimo. Peliti rosse delle Arenarie di Val Gardena (VG) di età permiana sup. Le porzioni biancastre non sono clasti ma noduli dolomitici vadosi (*caliche*) cresciuti all'interno del sedimento quando questo era ancora non consolidato e formava una pianura alluvionale in condizioni climatiche orientate al progressivo inaridimento.

Il membro **B₂**, oltre ad essere presente nelle medesime località del precedente, in continuità con esso, ha il suo nucleo affiorante di massima estensione nella conca di Sauris dove prevalgono le facies tettonicamente brecciate. La sua esposizione migliore, priva di deformazioni, si ha nel nucleo di Reppwand (fig. 10.5), a nord di Passo Pramollo.

Punti... di vista

La Breccia di Tarvisio (**BT**) può essere osservata con facilità lungo la mulattiera che, partendo da Forni Avoltri, sale al Col di Mezzodi (q. 950 m circa). Tuttavia le più interessanti esposizioni si concentrano sulla cima della Creta di Aip (Trogkofel) che si consiglia di raggiungere tramite l'Alta via CAI di Pontebba, percorso di media difficoltà riservato comunque ad esperti conoscitori della montagna.

Il Conglomerato di Sesto (**CS**) è ben esposto nei pressi della Casera di Casavecchia,

sul confine tra Friuli e Veneto (limite settentrionale della "Carta Geologica delle Alpi Carniche") e lungo la strada sterrata n. 406 che dal Castello di Valdaier (Ligosullo) conduce al M. Culet.

I successivi depositi dell'antica pianura permiana (Arenarie di Val Gardena, **VG**) che si sovrappongono a queste due prime unità ruditiche, sono ben riconoscibili in molti settori dell'attuale Catena Carnica. Uno dei siti dove meglio affiorano, e nel quale sono raggiungibili con maggiore facilità, è rappresentato dalla forra del T. Chiarsò, immediatamente a nord di Paularo. Sono ben riconoscibili sia gli antichi limi che l'ossidazione ha reso di un evidente colore rosso (figg. 10.6, 10.10 e 10.11), quanto gli originali canali fluviali riempiti da depositi sabbiosi ora trasformati in areniti grigie.

Per le Arenarie di Val Gardena (**VG**) altro affioramento spettacolare è quello di Reppwand, appena oltre il confine italo-austriaco,



Fig. 10.12 - Alternanze di livelli dolomitici lagunari e peliti rosse (Arenarie di Val Gardena, **VG**). Confluenza tra T. Chiarsò e Rio Ruat, a nord di Paularo. La foto è un particolare della fig. 10.5.

a nord del Passo Pramollo (fig. 10.5). La sua particolarità è data dal tipo di sedimento, sempre marcatamente rosso, questa volta costituito solo da peliti fini, ricche di noduli diagenetici, le cosiddette *caliche* (fig. 10.11). Lo spessore complessivo non supera la quarantina di metri.

In questo caso, inoltre, è visibile molto bene sia la base dell'unità, appoggiata alla Breccia di Tarvisio (**BT**), sia il suo tetto, marcato dalla transizione rapida alle marne calcaree della successiva Fm. a Bellerophon (**B₂**). L'unico inconveniente consiste nell'assoluta mancanza di accessi all'affioramento. Inventarsene uno, per i non esperti potrebbe risultare pericoloso data la ripidità del versante e la friabilità delle rocce da attraversare (marne calcaree) durante il percorso di avvicinamento.

Il più interessante tra gli affioramenti di gessi e dolomie nere (**B₁**) della Fm. a Bellerophon si trova lungo il Rio Avoltruzzo (Pierabech, Forni Avoltri), tra le quote 1500 m e

1600 m (figg. 10.7 e 10.8). È l'unico affioramento (56 m continui di successione) le cui litologie non sono state laminate (gessi) o brecciate (dolomie) dagli sforzi di taglio applicati alla successione rocciosa durante le spinte compressive alpine.

Per osservare i caratteri dei gessi tettonicamente laminati i siti sono invece numerosi. Di fronte a Murzalis, prima della salita verso Ligosullo, lungo il taglio stradale, l'esposizione è ottima (fig. 10.13). Si consigliano inoltre, con facile percorso a piedi lungo l'alveo ghiaioso, gli estesi affioramenti del Rio Turriera, presso Paularo.

Agli arrampicatori sono riservate le splendide esposizioni distribuite alle sorgenti del Rio Bozzul, di fronte a Treppo Carnico, individuabili dalla strada principale come grande squarcio nel bosco che copre il versante sinistro del T. Pontaiba.

Per le dolomie e marne del successivo membro (**B₂**), sia tettonicamente brecciate sia ancora integre, è sufficiente percorrere un piccolo rio anonimo sbarrato, dopo poche decine di metri appena, da una cascata invalicabile; attraversa la SS 52 e lo si incontra in prossimità del bivio per Comeglians, risalendo la Val Degano. Tra il rio e il bivio c'è possibilità di ampio parcheggio all'ingresso di un ristorante.

Le dolomie (brecciate) sono facilmente osservabili anche lungo il Rio Mitreichien (Sauris di sotto) e il Rio Rutandi (Paularo), entrambi facilmente percorribili lungo alveo.

Per i calcari bioclastici neri (**B₂**) tra Dierico e Paularo, in sinistra idrografica del T. Chiarsò, si hanno ottime esposizioni lungo il taglio stradale, in corrispondenza dell'inizio della salita verso Dierico.

Affioramenti degni di nota per le ottime e continue esposizioni di calcari bioclastici neri (**B₂**) si incontrano anche lungo il medio e alto Rio Jesola (presso Ovasta di Ovaro in Val Degano) con percorso di avvicinamento tramite il sentiero che a sud del paese (q. 725 m) conduce in alveo.

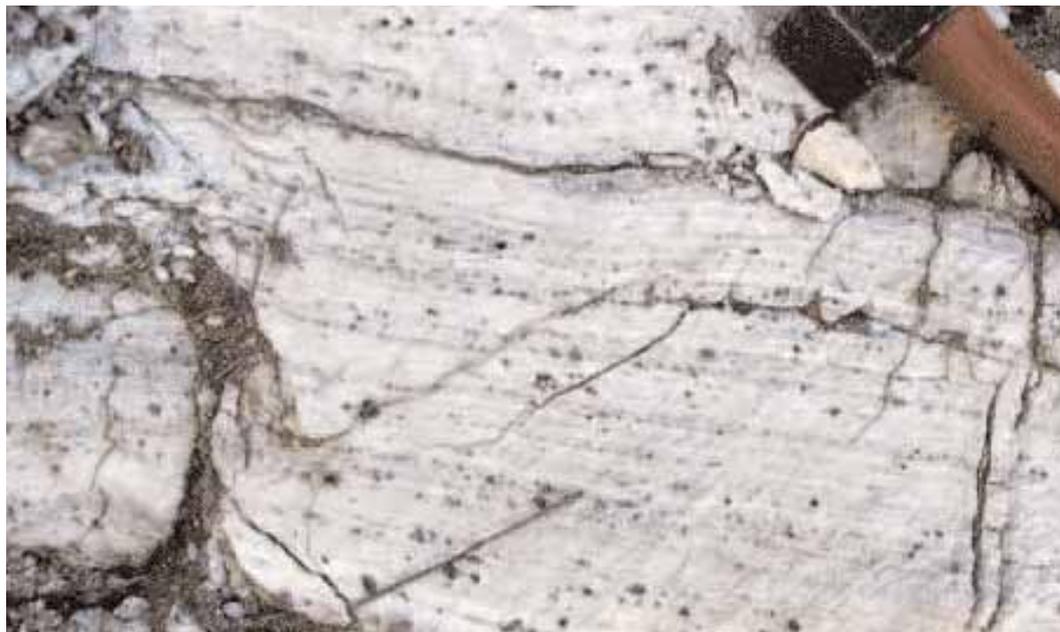


Fig. 10.13 - Gessi laminati e dolomie nere polverizzate: sono effetti connessi all'applicazione degli sforzi di taglio attivi durante le compressioni dell'orogenesi alpina. In quasi tutte le località di affioramento del membro a gessi e dolomie nere (**B₁**) è questo l'aspetto usuale dell'associazione litologica. Unica eccezione la successione affiorante nel Rio Avoltruzzo (cfr. fig. 10.8).

Per saperne di più

- BUGGISCH W. & NOÈ S., 1986 - Upper Permian and Permian Triassic boundary of the Carnia (Bellerophon Formation, Tesero Horizon, Northern Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 34: 91-106.
- CASSINIS G., DI STEFANO P., MASSARI F., NERI C. & VENTURINI C., 2000 - Permian of South Europe and its interregional correlation. In: Y. YIN, J.M. DICKINS, G.R. SHI, J. TONG (eds.) "Permian-Triassic evolution of Tethys and Western circum-Pacific". *Elsevier*: 37-70, Amsterdam.
- FARABEGOLI E., LEVANTI D. & PERRI M.C., 1986 - The Bellerophon Fm. in the Southwestern Carnia. Lavardet-Rioda and Casera Federata Sections. In: ITALIAN RESEARCH GROUP IGCP PR. N. 203 (ed.) "Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys (july 4-12, 1986). Excursion guidebook". *Soc. Geol. It.*: 67-71; Roma.
- FLÜGEL E. & KRAUS S., 1988 - The lower Permian Sexten Breccia (Sexten Dolomites) and the Tarvis Breccia (Carnic Alps): microfacies, depositional environment and paleotectonic implications. *Mem. Soc. Geol. It.*, 34: 67-90.
- FONTANA D. & ZUFFA G.G., 1983 - Composizione e provenienza delle Arenarie della Val Gardena e del Verrucano Lombardo (Permiano, Alpi). *Mem. Soc. Geol. It.*, 24: 51-64.
- ITALIAN RESEARCH GROUP IGCP PR. N. 203 (ed.), 1988 - Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys (july 4-12, 1986). *Soc. Geol. It.*: 158 pp.
- MARTINIS B. (a cura di), 1979 - Le acque sulfuree di Arta (Carnia) ed il loro ambiente geologico. *Aviani Ed.*: 186 pp.
- MASSARI F., NERI C., PITTAU P., FONTANA D. & STEFANI C., 1994 - Sedimentology, palinostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow marine rift-related succession: Upper Permian of the Eastern Southern Alps (Italy). *Mem. Sc. Geol.*, 46: 119-243.
- ORI G.G. & VENTURINI C., 1981 - Facies continentali permiane nelle Alpi Carniche (Friuli V.G.). *Rend. Soc. Geol. It.*, 3: 21-24.
- VENTURINI C., 1986 - Permian red beds of the Val Gardena Sandstone in the Carnic Alps. In: ITALIAN RESEARCH GROUP IGCP PR. N. 203 (ed.) "Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys (july 4-12, 1986). Excursion guidebook". *Soc. Geol. It.*: 54-65; Roma.



Fig. 10.14 - Modello interno di *Bellerophon* sp., gasteropode che dà il nome all'omonima Formazione (dintorni di Sauris, 3x).



Fig. 10.15 - Diversi bivalvi, quelli di dimensioni maggiori appartengono al genere *Gervillia* (dintorni di Sauris, 1.5x).



Fig. 10.16 - Lastrina con numerosi bivalvi: quelli con il guscio ornato da coste appartengono al genere *Aviculopecten* (dintorni di Sauris, 1.5x).



Fig. 10.17 - Bivalvi del genere *Aviculopecten* (dintorni di Sauris, 3x).

11. TRIASSICO INFERIORE
250-245 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

Il nostro viaggio temporale prosegue. Stiamo percependo i progressivi mutamenti subiti dal territorio dell'alto Friuli nel corso della sua lunga storia geologica. Ora ci solleviamo allontanandoci dalla superficie.

Sotto di noi le onde di un mare in tempesta diventano increspature leggere e impercettibili. Le nuvole si allontanano vorticosamente mentre la rapida alternanza del giorno e della notte è percepita come infinitamente veloce, tanto da sembrare un'unica luce di media intensità.

È l'ideale per noi, privilegiati crononauti interessati a cogliere l'evoluzione del territorio attraverso il rapido scorrere dei milioni d'anni.

Il nuovo mare triassico s'incunea verso occidente a formare un ampio golfo con coste basse e sabbiose. L'estesa insenatura ricopre ormai completamente i territori che milioni di anni dopo sarebbero diventati le porzioni alpine delle regioni trivenete.

Senza apparenti segnali, se si esclude un temporaneo calo del livello marino, abbiamo oltrepassato il limite temporale fra l'Era paleozoica e quella mesozoica: 250 milioni di anni fa.

In quel breve istante geologico che accompagna il passaggio dal Permiano al Triassico, primo periodo del Mesozoico, se avessimo scelto di infossarci nei fanghi calcarei di quei bassi fondali marini ad indagare sulle miriadi di organismi che li popolavano, avremmo dovuto registrare la pressoché totale scomparsa di gran parte delle forme viventi.

Questo fenomeno, definito *estinzione di massa*, non si limita al ristretto territorio carnico-tarvisiano, ma si estende su scala mondiale o per meglio dire globale. È un'estinzione che ha cancellato oltre il 95% di tutte le specie esistenti, eliminandole per sempre dal

corso della vita. Tra la concomitanza di probabili cause che ne hanno indotto la rapida scomparsa, una in particolare è ritenuta determinante: quel veloce abbassamento del livello marino, a scala globale, che per la sua breve durata (nemmeno mezzo milione d'anni), era passato per noi quasi inosservato. Fu breve, ma sufficiente per portare in secca tutte le zone marine marginali del globo. In esse, a quei tempi, si concentrava la gran parte degli organismi esistenti.

Fra le ecatombe di massa subite dalla vita sulla Terra questa, non a torto, potrebbe essere definita la "madre di tutte le estinzioni". Più devastante, nei suoi tremendi effetti, anche di quella tardo-cretacea (65 milioni di anni fa). Con tutta probabilità, senza il calo drastico e repentino della scura biologica al

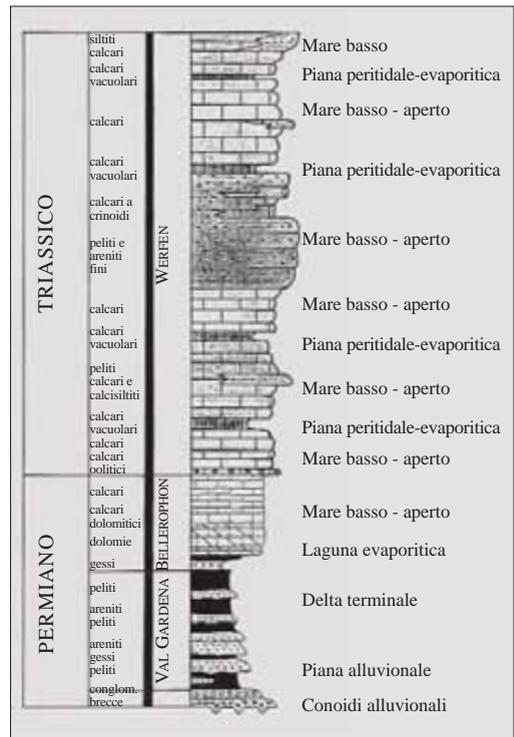


Fig. 11.1 - La spettacolare cascata di Salino, lungo il Canale d'Incarajo, con i suoi 60 m di salto attraversa l'ultima delle sottounità in cui è divisa la Fm. di Werfen (Mb. di Cencenighe, W₆), formata da depositi di mare basso di litologia varia.

Fig. 11.2 - Colonna stratigrafica che sintetizza la successione delle unità permiane superiori (Arenarie di Val Gardena, VG e Fm. a Bellerophon, B) e triassiche inferiori (Fm. di Werfen, W). A fianco sono indicati gli ambienti deposizionali (cfr. fig. 11.3).

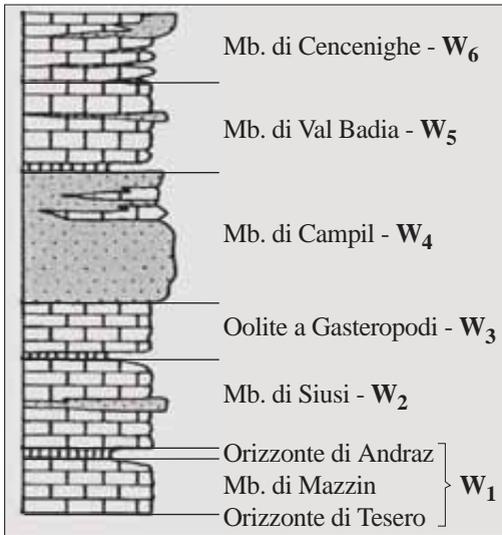


Fig. 11.3 - Suddivisioni della Fm. di Werfen, adottate nella stratigrafia del Sudalpino. Le sigle sono quelle in uso nella "Carta Geologica delle Alpi Carniche".

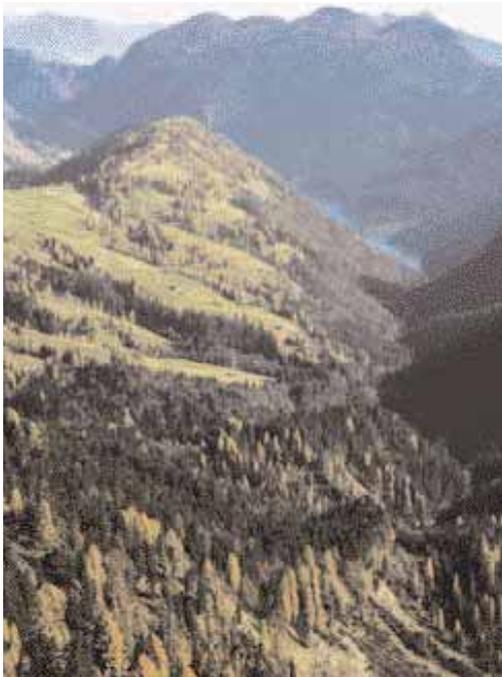


Fig. 11.4 - La conca del Lago di Sauris, vista da ovest. La quasi totalità delle fasce boschive e prative ha un substrato formato dalle F.ni a Bellerophon (**B**) e di Werfen (**W**). Sullo sfondo si staglia un rilievo carbonatico dolomitico formato dalla piattaforma anisico-ladinica (**PAC**, Dolomia dello Sciliar).

passaggio Paleozoico-Mesozoico, l'attuale vita sulla Terra avrebbe preso forme e specializzazioni completamente diverse da quelle che conosciamo e che, poco meno di 250 milioni d'anni dopo, hanno portato allo sviluppo del genere umano. Qualche centinaio di milioni di anni più tardi l'Uomo, comprendendo l'importanza e il significato di quell'attimo di storia nel quale le vicende geologiche e quelle biologiche si affrontarono sull'articolato palcoscenico dei bassi fondali sottomarini, l'avrebbe privilegiato fissandovi il passaggio tra l'Era paleozoica e quella mesozoica.

Nel settore sud-europeo la transizione tra le due ere è quasi coincidente con il limite tra le Formazioni a Bellerophon (**B**, Permiano Sup.) e di Werfen (**W**, Triassico Inf.).

Laggiù, sulla superficie terrestre che ora stiamo scrutando dall'alto, in un breve istante la vita era stata quasi azzerata da una forza sottile ed invisibile.

In quell'istante geologico la Terra poteva essere paragonata ad uno stadio. Se all'ultimo minuto di una partita di calcio, in un grande stadio stracolmo di decine e decine di migliaia di tifosi, chiudeste gli occhi riaprendoli mezz'ora più tardi... vi ritrovereste soli! Ecco, solo così forse riuscite a percepire la desolazione che può aver prodotto, intorno a 250 milioni di anni fa, la falce dell'estinzione calata sugli organismi al passaggio tra Permiano e Triassico, rispettivamente l'uscita di scena del Paleozoico e l'ingresso del Mesozoico.

Sotto di noi, intanto, il mare ha conquistato un ampio settore avanzando ancora da oriente, verso le future Austria e Germania. Si sta realizzando la trasgressione triassica, intendendo col termine "trasgressione" l'avanzata del mare sulle terre emerse dovuta, come in questo caso, ad un generale sollevamento del proprio livello.

Da sempre il mare è un grande serbatoio di sedimenti ed anche in questo caso tiene fede alla sua prerogativa. I successivi dieci milioni di anni coprono l'intero Triassico Inf.

Per noi, speciali crononauti che scendiamo il tempo in corsa verso il presente, hanno la durata di pochi minuti. Nel mare triassico inferiore, in corrispondenza del futuro territorio friulano, si accumulano oltre 700 metri di sedimenti, tutti appartenenti alla Formazione di Werfen (**W₁₋₆**) (figg. 11.2 e 11.3).

Una consistente parte di depositi è formata da particelle fangose di composizione carbonatica e da frammenti di gusci generati all'interno del mare stesso col concorso di organismi mobili, in gran parte molluschi, crinoidi ed alghe, capaci di fissare il carbonato di calcio. Il mare che osserviamo non è mai profondo (poche decine di metri al massimo) e periodicamente diventa molto sottile.

Quando questo accade si generano dei depositi marini superficiali che formano orizzonti giallastri (fig. 11.5), spessi da uno ad una decina di metri e intercalati alla monotona successione di strati calcarei. La serie delle modeste periodiche oscillazioni del livello del mare trasforma in più occasioni i fondali piatti e poco profondi in sottili lagune caratterizzate da deposizione di millimetrici livelli carbonatici originati per evaporazione.

Nella successione rocciosa della Fm. di Werfen (**W**) questi livelli lagunari diventeranno facilmente individuabili in affioramento a causa del loro colore giallastro e della caratteristica sfaldabilità.

Un'altra parte dei depositi della Fm. di Werfen (**W₄**) è invece collegata all'erosione di un'area in emersione collocata verso meridione, dove oggi si estende la pianura friulano-veneta. Lo smantellamento produce detriti sabbiosi e fangosi a composizione prevalentemente quarzosa e fillosilicatica (fig. 11.6).

Dall'area emersa, solcata da torrenti e fiumi, i detriti fini sono trasferiti verso nord. Attraverso i delta fluviali sono riversati nel mare che occupa l'alto Friuli di allora. E lì, complice l'azione delle correnti e delle onde, i detriti minuti sono ridistribuiti sui monotoni e piatti fondali marini profondi appena alcune decine di metri.



Fig. 11.5 - Orizzonte di Andraz (**W₁**, Fm. di Werfen) dal tipico colore giallastro; lo spessore si aggira sulla decina di metri. Rio Miozza, affluente destro del T. Degano.

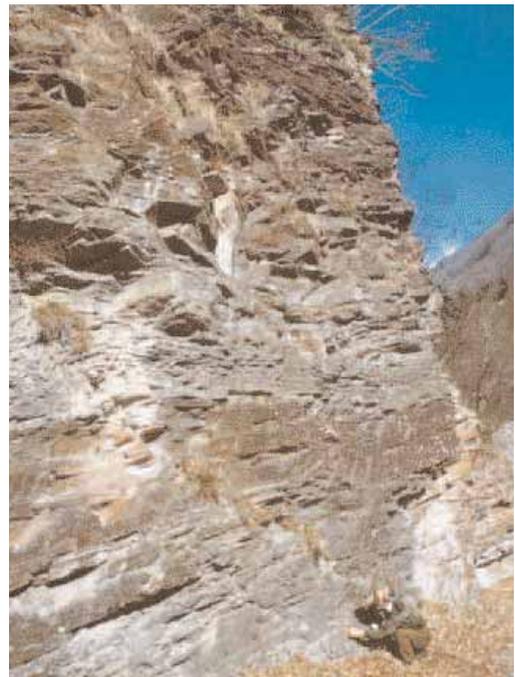


Fig. 11.6 - Areniti e peliti rosse di mare poco profondo riferibili al Mb. di Campil (**W₄**, Fm. di Werfen). Affiorano lungo la vecchia strada che dal fondovalle del T. Chiarsò (Canale d'Incarojo) conduce a Rosa dei Venti. Gran parte degli strati è il risultato di turbolenze prodotte sui fondali dalle correnti e dalle oscillazioni di tempesta.



Figg. 11.7 e 11.8 - Controimpronte di ripple da onda nelle siltiti rosse del Mb. di Campil (**W₄**, Fm. di Werfen). Fondovalle e versante destro del T. Chiersò (Canale d'Incarojo).

Proviamo a descrivere i cambiamenti che si stanno affermando intorno a noi nella futura Italia nord-orientale.

Il silenzio è interrotto solo dal rumore del vento e dei frequenti temporali. Le acque si agitano e le onde di tempesta rimescolano gli ultimi sedimenti che ricoprono i fondali. Poi, una serie di boati inconfondibili, ben diversi da quelli dei tuoni, ci fa volgere verso meridione. In lontananza, meno di un centinaio di chilometri da noi, tra Palmanova e l'alto Adriatico diremmo oggi, comincia a sollevarsi dal mare un baluardo roccioso. In poco tempo, tra ricorrenti scosse sismiche, cresce e s'innalza un'isola. È larga forse una trentina di chilometri ed allungata in direzione est-ovest. La seguiamo affascinati nella sua evoluzione, accelerata dal fluire rapido del tem-

po. È una sorta di prisma roccioso confinato tra faglie attive che ne consentono il sospingimento verso l'alto rispetto ai territori marini circostanti. Una sorta di "ascensore geologico" con una forma paragonabile a quella di un *plume-cake*!

Dall'alto tutto appare più chiaro. Con un unico colpo d'occhio cogliamo una panoramica su tutta l'area triveneta e lombarda. Il settore in sollevamento si estende dal basso Friuli alle zone venete meridionali raggiungendo e superando la posizione dell'odierna Recoaro. L'estesa e stretta isola è diventata un rilievo roccioso collocato al centro del mare.

La fisionomia del mare triassico inferiore sta cambiando rapidamente. E non solo quella. Anche la sedimentazione ne risente in modo marcato. Mentre le ripetute scosse sismiche continuano a sottolineare il progressivo sollevamento del promontorio, su di esso agisce implacabile l'erosione subaerea.

È un rilievo a tutti gli effetti, e in breve tempo sopra ad esso si sviluppa un reticolo di torrenti e fiumi alimentato da abbondanti piogge. I sollevamenti tettonici lo innalzano ma, congiuntamente, l'erosione fluvio-torrentizia continua la propria incessante opera di smantellamento.

Il risultato è che, con il passare del tempo, l'altezza del promontorio resta più o meno costante mentre, grazie al continuo "effetto ascensore", sono messe allo scoperto dall'erosione rocce via via più profonde ed antiche.

Sarebbe un po' come prendere una pila di libri ed appoggiarla di fianco ad un tavolo, facendo in modo che l'altezza dell'ultimo dei volumi coincida con quella del piano del tavolo. I libri, pagina su pagina, rappresentano le rocce sino a quell'istante accumulate nel settore che sarà, di lì a poco, sollevato verticalmente.

Le ultime pagine, così come lo stesso ripiano del tavolo, corrispondono agli strati più recenti della Fm. di Werfen (**W₃**) che fino a questo momento si sono accumulati sui bassi fondali marini del Triassico Inf.

Ora chiediamo a chi sta vicino a noi e ha seguito la prima fase dell'esperimento, di prendere l'intera pila di libri e di sollevarla verticalmente, con lentezza e velocità pressoché costante. Osservando quello che accade, il parallelo con la realtà diventa immediato. Il confine verticale tra la pila di libri che sale e il tavolo è proprio una di quelle faglie che delimitano la nostra isola in progressivo innalzamento tettonico.

Resta da comprendere perché l'altezza della pila di libri in sollevamento è destinata a non aumentare più di tanto. Per capirlo interverremo direttamente sull'esperimento cominciando a strappare, una dopo l'altra, le pagine dei libri che stanno in cima alla pila. Più questa sale, più noi strappiamo. Ci accorgeremo che uniformando la velocità di "strappo" a quella di "risalita" la nostra isola di libri si manterrà sempre e solo come modesto rilievo rispetto all'adiacente piano del tavolo.

Ecco la risposta: eliminare le pagine dei volumi via via che questi s'innalzano equivale ad erodere progressivamente la successione del blocco crostale che continua a sollevarsi.

Nell'esperimento estemporaneo non si sottolinea la fine che fanno le pagine strappate. Nella realtà è invece molto importante capire che quanto viene eroso dai corsi d'acqua che solcano il settore in sollevamento viene trasportato verso il livello di base per eccellenza: il mare, e da lì distribuito sui suoi fondali.

Riguardiamo con interesse il territorio friulano sommerso dalle sottili acque di un mare in trasformazione. In lontananza, tra i sordi echi dei terremoti, l'erosione torrentizia del baluardo roccioso sorto nel mare del Triassico Inf. sta producendo una quantità inverosimile di ghiaie, sabbie e limi. Le acque superficiali scorrendo da sud verso nord, dall'isola verso i territori carnico-tarvisiani, convogliano i detriti in numerosi delta ghiaioso-sabbiosi. Da lì le correnti e le onde marine ridistribuiscono fino a noi le particelle più fini, le sabbie e le fanghiglie.



Fig. 11.9 - Stelleroide rinvenuto nel Mb. di Campil (**W₄**, Fm. di Werfen) affiorante lungo la fascia di crinale che collega i Monti Pieltinis e Losa, a nord-est di Sauris (1x).

In tal modo, nell'area carnico-tarvisiana si forma un deposito marino di prevalenti sabbie e limi stratificati (figg. 11.6-8) che raggiungono 200 m di spessore (**W₄**). Lo stesso accade nelle zone dolomitiche, direttamente alimentate dal rilievo tettonico di Recoaro, propaggine occidentale di quello friulano.

Poi, anche l'impulso al sollevamento ha termine. La lontana isola è smantellata dall'erosione delle acque superficiali e dalla forza del mare resistendo, per qualche tempo ancora, come esiguo moncone roccioso. Sotto di noi il mare, non più inquinato da apporti terrigeni sabbiosi o fangosi, ricomincia ad ospitare una miriade di organismi capaci di sintetizzare dalle acque il carbonato di calcio per produrre dei perfetti involucri con cui rivestirsi.

E la sedimentazione sui fondali torna ad essere prevalentemente calcarea (W_{5-6}), con più rare peliti, in un mare poco profondo e con circolazione aperta delle acque (fig. 11.1).

Se in questo preciso istante potessimo percepire anche gli spessori della Fm. di Werfen (W_{1-6}), diffusa senza soluzione di continuità dall'area dolomitica a quella carnico-tarvisiana ed oltre, scopriremmo un interessante carattere. I 720 m complessivi del settore carnico-tarvisiano passano ai 520 m dei territori dolomitici centrali e ai soli 300 m misurabili nelle Dolomiti occidentali (fig. 11.10). Da questi dati di spessore riusciamo a dedurre due cose altrettanto importanti.

La prima è che, essendosi il livello marino mantenuto pressoché stabile per tutto il Triassico Inf. ha risentito solo di modeste oscillazioni periodiche di ampiezza decametrica, decisamente trascurabili dunque. Inoltre, essendo i fondali marini rimasti ad una profondità praticamente costante, compresa

tra uno ed alcune decine di metri al massimo, le parecchie centinaia di metri di spessore della Fm. di Werfen sono giustificabili solo con un progressivo lento abbassamento del settore crostale sul quale avveniva la sedimentazione.

In questo modo la subsidenza dei fondali non creava mai un aumento delle profondità marine perché sempre nuovi sedimenti continuavano ad accumularsi... pareggiando i conti.

La seconda considerazione che si può aggiungere è che l'abbassamento non è stato omogeneo su tutta la vasta area di distribuzione della Fm. di Werfen, ma è risultato sensibilmente maggiore nell'area carnico-tarvisiana (più del doppio rispetto a quello dei territori dolomitici occidentali).

In aggiunta si potrebbe suggerire una terza opportunità di riflessione. Anche l'abbassamento non omogeneo del blocco crostale tri-veneto, che appare dunque cedere maggiormente verso est, rappresenta con tutta proba-

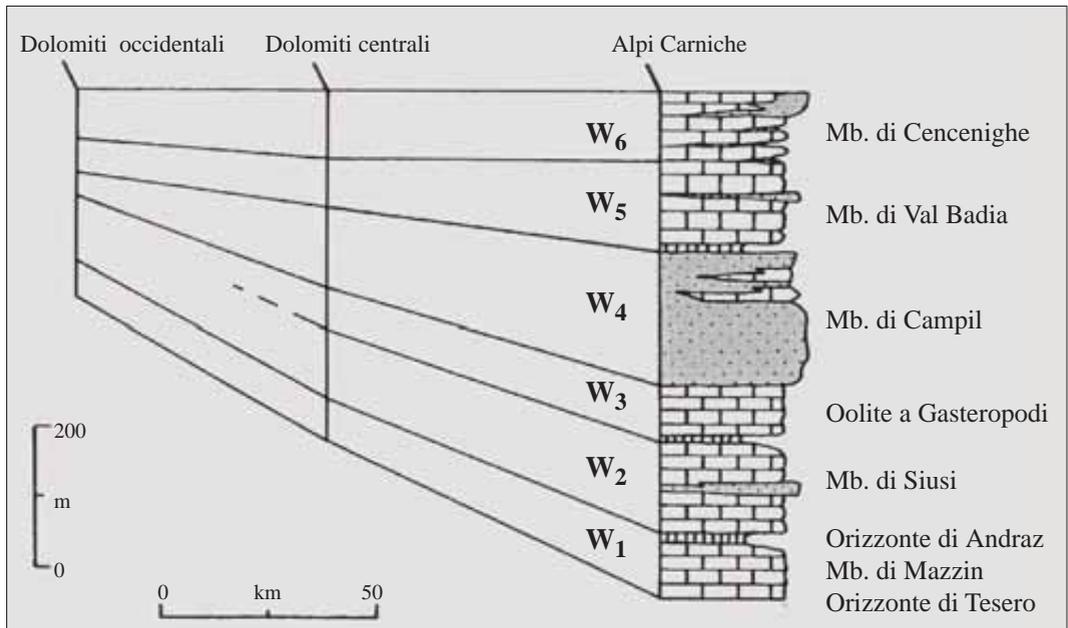


Fig. 11.10 - Spessori e stratigrafia della Fm. di Werfen (W) dall'area carnica, oggetto di questo volume, ai settori dolomitici. La comparazione conferma la continuità laterale dei singoli membri ed orizzonti nei quali si divide l'unità e sottolinea il progressivo aumento di spessore complessivo dell'unità procedendo da ovest (Dolomiti) verso est (Alpi Carniche).



Fig. 11.11 - Successione calcarea e marnoso calcarea di mare poco profondo ascrivibile al Mb. di Val Badia (**W₅**, Fm. di Werfen) e affiorante presso la sommità del Col Gentile.

bilità un effetto dell'instabilità latente del territorio.

Instabilità culminata nel sollevamento tettonico dell'isola meridionale, a metà del Triassico Inf., "nel mezzo del cammin" della deposizione della Fm. di Werfen.

Come si è visto la storia dell'evoluzione scitica del settore friulano si è dimostrata solo in apparenza tranquilla e regolare. Al contrario, quanto osservato su scala regionale costituisce un'avvisaglia di ben più sensibili movimenti crostali verticali che finiranno di lì a poco con l'interessare, in maniera sempre più marcata, sia il settore carnico-tarvisiano sia quello dolomitico centrale.

Si chiude così anche il Triassico Inf., suddiviso nei piani Induano ed Olenekiano. Abbiamo il sentore che il Triassico Medio, distinto nei piani Anisico e Ladinico, ci riserverà presto nuovi e importanti cambiamenti.

Restiamo in attesa, continuando a risalire verso il presente attraverso il tempo geologico.

Scheda delle unità

Fm. di Werfen (W)

Età: Induano-Olenekiano (Triassico Inf.).

Fossili: Microforaminiferi, brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi (ammonoidi), stelleroidi, ofiuroidi, pesci (denti), rettili.

Litologie: Calcari micritici, biocalcareni, calcari dolomitici, dolomicriti e dolosiltiti, dolomie gialle vacuolari, marne e peliti vari-colori, areniti quarzoso-micacee.

Spessore: La potenza complessiva della Formazione raggiunge, e forse in certi casi supera, 720 m. Da notare che, spostandosi nei territori dolomitici centrali la stessa si aggira su 520 m e decresce ancora, fino ad attestarsi su 300 m, nelle Dolomiti occidentali. Più in particolare, nel settore carnico, l'Or. di Tesero, Mb. di Mazzin, Or. di Andraz (**W₁**) hanno una potenza complessiva intorno a 90 m, il Mb. di Siusi (**W₂**) è 125 m, l'Oolite a Gasteropodi (**W₃**) circa 80 m, il Mb. di Campil (**W₄**) poco oltre 200 m, il Mb. di Val Badia (**W₅**) 120 m e il Mb. di Cencenighe (**W₆**) raggiunge i 110 m.

Affioramenti

Tra le unità triassiche del settore qui considerato la Formazione di Werfen (**W**) è fra le più estese. Oltre a distribuirsi in vasti nuclei presenti intorno a Forni Avoltri, a Pesariis, alle sorgenti del Fiume Piave, al Gartnerkofel (Passo Pramollo) e ad Ugovizza, la Fm. di Werfen forma un'ampia fascia pressoché continua, sviluppata in direzione ovest-est, dalla conca di Sauris ad Ovaro, ad Arta Terme e Paularo, e da lì, con larghezza più ridotta, fino a Pontebba e Ugovizza.

Punti... di vista

La percezione dei caratteri dei numerosi membri della Fm. di Werfen (**W**) può essere agevolata concentrandosi su due siti particolari. Il primo è utile all'osservazione dei primi membri dell'unità (**W₁₋₂**) e si colloca alla foce del T. Lumiei nel Lago di Sauris, comprendendo anche il tratto inferiore del vicino Rio Tavanelli. Altri affioramenti dei primi membri dell'unità sono visibili in un'estesa fascia a nord del Lago di Sauris, lungo numerosi solchi erosivi (fig. 11.4). Il secondo sito, valido sia per **W₂** sia per i restanti membri (**W₃₋₄₋₅₋₆**), corrisponde al tratto inferiore del Rio Fuina, affluente sinistro del T. Pesarina.

Il primo dei due siti si raggiunge (con fuoristrada) lasciando la viabilità comunale che da

Sauris di Sopra porta nei pressi della foce del T. Lumiei nel lago (q. 1160 m). L'accesso al secondo sito è facilitato da una strada asfaltata che in poco più di 600 m porta dalla SS 465 all'ingresso nella spettacolare gola del Rio Fuina. Da lì si prosegue con un comodo sentiero lungo alveo che taglia la successione sempre mirabilmente affiorante.

In aggiunta sono degni di citazione, anche se percorribili con difficoltà leggermente superiori, gli affioramenti del Rio Ortegla di Treppo Carnico (**W₁₋₂**), del Rio Secco, tra Comeglians e Ravascletto (**W₁₋₂**), e del M. Cavallat, a sud del M. Dauda (**W₃**). Per quest'ultimo sito la percorribilità è agevole a fronte di un percorso di avvicinamento piuttosto lungo (a piedi o con fuoristrada da Fielis fino a Malga Dauda e da lì comodo sentiero).

Da segnalare anche, risalendo la successione, i siti dei Monti Forchia e Torondon (**W₄**) sezionati dalla viabilità secondaria (a piedi o in fuoristrada) che collega le cime; del Rio Randice di Piano d'Arta (**W₄**); del Col Gentile (**W₅**) (fig. 11.11), raggiungibile tramite sentiero da Casera Forchia; del Rio Ortegla di Paularo, in una gola spettacolare; della strada che a mezza costa da Rosa dei Venti porta al Rio di Valle (**W₅₋₆**), di fronte a Lovea. Si consiglia inoltre di percorrere l'intera strada (vecchio collegamento Cedarchis-Paularo) che per gran parte seziona gli ultimi membri dell'unità (**W₄₋₅₋₆**), (fig. 11.1).

Per saperne di più

- BRAMBATI A. & CAROBENE L., 1974 - Studio petrografico-sedimentologico di una successione stratigrafica al passaggio Permo-Trias (Rivo-Carnia). *Mus. Friulano St. Nat.*, Pubbl. 27: 38 pp.
- BUGGISH W. & NOÈ S., 1988 - Upper Permian and Permian Triassic boundary of the Carnia (Bellerophon Formation, Tesero Horizon, Northern Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 34 (1986): 91-106.
- CARULLI G.B., PIRINI RADRIZZANI C. & PONTON M., 1988 - The Permian-Triassic boundary in the Paularo Area (Carnia). *Mem. Soc. Geol. It.*, 34 (1986): 107-120.
- FARABEGOLI E. & PERRI M.C., 1998 - Permian/Triassic boundary and Early Triassic of the Bulla section (Southern Alps, Italy): lithostratigraphy, facies and conodont biostratigraphy. In: M.C. PERRI & C. SPALLETTA (eds.) "ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook". *Giorn. Geol.*, ser. 3a, 60 (Spec. Issue): 292-311.
- FARABEGOLI E. & VIEL G., 1979 - Litostratigrafia della Formazione di Werfen (Triassico inf.), Dolomiti occidentali. *Industria Miner.*, 6: 3-14.
- FRASCARI RITONDALE SPANO F., 1969 - Ricerche tettoniche nel gruppo montuoso dell'Arvenis (Carnia). *Giorn. Geol.*, ser. 2a, 36 (1968) (1): 1-20.



Fig. 11.12 - *Claraia clarai* (dintorni di Sauris, 0.7x).



Fig. 11.13 - *Tirolites* sp. (M. Forchia, Sauris, 0.7x).



Fig. 11.14 - Denti di pesce (dintorni di Sauris, 3.5x).



Fig. 11.15 - Blocco con impronte riferibili tetrapodi, forse arcosauri primitivi (Studena, Pontebba, 0.5x).

12. TRIASSICO MEDIO (ANISICO)
245-237 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

Con l'inizio dell'Anisico il territorio carnico-tarvisiano si modifica uniformando le proprie condizioni ambientali. Ne consegue che anche la sedimentazione diventa omogenea sull'intero settore friulano settentrionale. Il mare di bassa profondità del Triassico Inf. aveva ospitato sedimenti molto diversi tra loro, seppure tutti depositi in un ambiente marino che nel corso di 10 milioni di anni aveva variato di poco la propria profondità.

Adesso, all'inizio dell'Anisico, il mare è diventato un'estesa fascia lagunare nella quale comincia a sedimentarsi una spessa successione di strati dolomitici decimetrici (Fm. del Serla, **sr**). La sedimentazione proseguirà monotona fino a circa metà Anisico.

Nelle zone carniche occidentali è più agevole distinguere alcune aree dove le escursioni di marea più ampie riescono periodicamente a fare emergere i fanghi carbonatici dei bassi fondali (fig. 12.2): sono i sedimenti che formeranno la porzione inferiore della futura Formazione del Serla (mb. di Lusnizza, **sr₁**).

Col passare del tempo la laguna diventa leggermente più profonda. I fondali restano sommersi, seppur coperti da modesti spessori d'acqua. Sopra ad essi si accumulano consistenti spessori di future dolomie e calcari dolomitici (Fm. del Serla, mb. dell'Arvenis, **sr₂**) favoriti dallo sviluppo di tappeti algali organizzati in fitti livelli stromatolitici (fig. 12.1).

A metà Anisico ai depositi lagunari si sovrappone un corpo calcareo e dolomitico massiccio (Dolomia del Popera, **SR**, già nota come Dolomia del Serla sup.) che costituisce la porzione non stratificata di una scogliera *s.l.* (fig. 12.4) di cui i precedenti depositi (**sr₁₋₂**) hanno rappresentato la retrostante laguna.

Fig. 12.1 - Dolomie lagunari in strati e banchi di età anisica riferibili al mb. dell'Arvenis (**sr₂**, Fm. del Serla). Formano la sommità del M. Arvenis (1967 m). Vista da nord-est.

Il corpo massiccio col tempo tende a espandersi soppiantando e ricoprendo i precedenti depositi lagunari (fig. 12.3).

Guardando con maggiore attenzione ci accorgiamo che non tutto il territorio si è comportato in modo omogeneo. C'è una ristretta zona in cui sta accadendo qualcosa di anomalo. L'esperienza ormai ci insegna che lì, nel settore che in futuro diventerà la fascia compresa tra Forni Avoltri, Cima Sappada e parte della Val Pesarina, si sta sviluppando un'instabilità tettonica. Modesti sollevamenti verticali portano in erosione piccole isole. Altri settori, adiacenti ai primi, subiscono moderate subsidenze che finiscono col formare delle conche marine dove la circolazione delle acque si fa ristretta.

Al loro interno e ai bordi si depositano, variamente intercalati, sedimenti carbonatici scuri, ricchi in materia organica e ghiaie sabbiose le quali formano piccoli ventagli alluvionali che dai modesti rilievi in erosione si espandono verso le conche lagunari (Conglomerato di Piz da Peres, **PP**; Conglomerato di Voltago, **Vo**).

Una tendenza ai movimenti verticali porta a rapidi cambiamenti di paesaggio, producendo delle variazioni sensibili nei tipi di ambienti e finendo col generare marcate differenze nei depositi delle successioni sedimentarie. In futuro, a distanza anche di centi-



Fig. 12.2 - Dolomie sottilmente stratificate di età anisica e di ambiente lagunare. Sono ascrivibili al mb. di Lusnizza (**sr₁**, Fm. del Serla). Affiorano nei pressi della cima del M. Zoncolan.

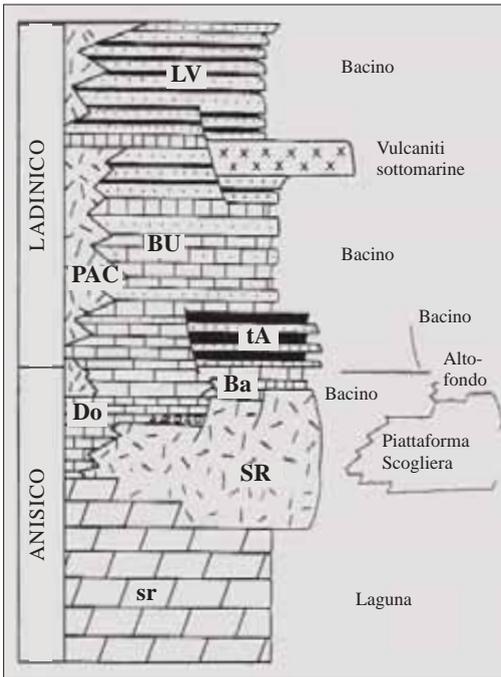


Fig. 12.3 - Schema semplificato dei rapporti vertico-laterali tra le unità del Triassico medio (Anisico-Ladinitico) del territorio investigato. A fianco sono indicati gli ambienti deposizionali e le sigle delle unità stratigrafiche.

naia di milioni di anni, come nel nostro caso, sono proprio queste ultime a fornire gli indizi che consentiranno poi di ricostruire, a tre dimensioni, il passato geologico di un'area.

Ancora una volta la mobilità mostrata dal settore carnico-tarvisiano attrae il nostro interesse. L'esperienza ci suggerisce di stare particolarmente attenti.

Ai boati dei terremoti locali si aggiungono quelli provenienti dal vicino settore dolomitico; in entrambe le zone stanno crescendo di frequenza ed intensità. L'Anisico sta per concludersi. Restiamo in attesa di qualcosa, scrutando sotto di noi un territorio che in gran parte può essere ancora definito quieto.

Non ci eravamo sbagliati. È bastato aspettare alcune centinaia di migliaia di anni, solo qualche decina di secondi per noi che rapidi viaggiamo verso il presente.

Osservando i fondali percepiamo dei movi-

menti generalizzati. Stiamo cercando di capire quanto si sta verificando sotto la superficie del mare, la cui massa è ripetutamente scossa da violente oscillazioni. Decidiamo di immergerci in quel mare agitato; vogliamo capire meglio, dato che in superficie non si notano segnali di emersioni e sollevamenti. Eppure le evidenze sembrano compatibili con una serie di movimenti tettonici verticali.

Stiamo muovendoci sotto un paio di metri d'acqua appena, calpestando i fondali della scogliera anisica (Dolomia del Popera, **SR**) quando accade l'imprevisto.

Un forte boato, reso ancora più cupo dalla massa d'acqua che ne filtra le frequenze, ci preannuncia una scossa sismica con epicentro molto prossimo alla nostra posizione. Improvvisamente il fondale ci manca sotto i piedi e il settore di cui fa parte, ampio molti chilometri quadrati, sprofonda per una decina di metri.

I vortici prodotti dagli spostamenti del fondale e dalle onde sismiche mettono in sospensione grandi quantità di fanghiglie già deposte ma ancora soffici. Prima che l'acqua s'intorbidisca riusciamo a scorgere, ormai in posizione precaria, uno dei limiti del blocco crostale ribassato che ancora ci ospita. È un'estesa parete di faglia appena attivata. Dalla sua superficie verticale, che si innalza sott'acqua a poca distanza da noi, vediamo staccarsi blocchi e frammenti della scogliera massiccia (Dolomia del Popera, **SR**) messa a nudo dal movimento.

Nel loro crollo sottomarino i blocchi ci sfiorano, raccogliendosi poi sul fondale ribassato. Quegli stessi accumuli di lì a poco saranno coperti dai fanghi e dai frammenti carbonatici che dalle zone sottomarine più elevate continueranno periodicamente a scivolare, cadendo sui fondali del settore abbassato (fig. 12.5). Complessivamente formeranno una successione di strati calcarei decimetrici ben definiti (Fm. di Dont, **Do**).

Capiamo che questa volta la tettonica verticale anisica ha cominciato a fare sul serio.

Non colpendo più in modo blando piccole zone confinate da modeste faglie, bensì dando luogo ad una serie di sprofondamenti generalizzati, diffusi dalle Dolomiti alla Carnia e al Tarvisiano, secondo un disegno a scacchiera. Una gigantesca scacchiera con tasselli irregolari limitati dall'intersecarsi di reticoli di faglie attive, distribuite a maglie plurichilometriche.

Emergiamo dalle acque ormai torbide che ci hanno rivelato il significato dei ricorrenti sismi e osserviamo il territorio nuovamente dall'alto.

Per un istante crediamo di assistere ad un progressivo smorzarsi dell'intensità dei sismi e dei relativi movimenti crostali. Ci sbagliamo. Il peggio, in effetti, è ancora in attesa di irrompere sulla scena e lo farà da qui a pochi istanti, seguendo un copione che in parte ci risulta ormai familiare. Nuove scosse sismiche preannunciano i cambiamenti. La scacchiera crostale si rianima e la sua frammentazione raggiunge livelli parossistici.

Molte zone sottomarine restano isolate come altofondi, a una o due decine di metri

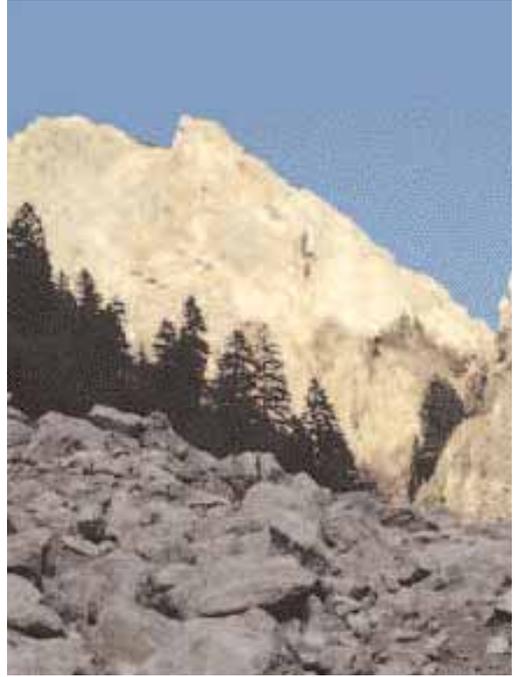


Fig. 12.4 - Il M. Salinchiè (1857 m) visto dalle sorgenti del Rio Turriè (Paularo). È costituito da calcari di scogliera massicci, in spessi banchi spesso mal tracciabili, appartenenti alla Dolomia del Popera (SR) di età anisica media.

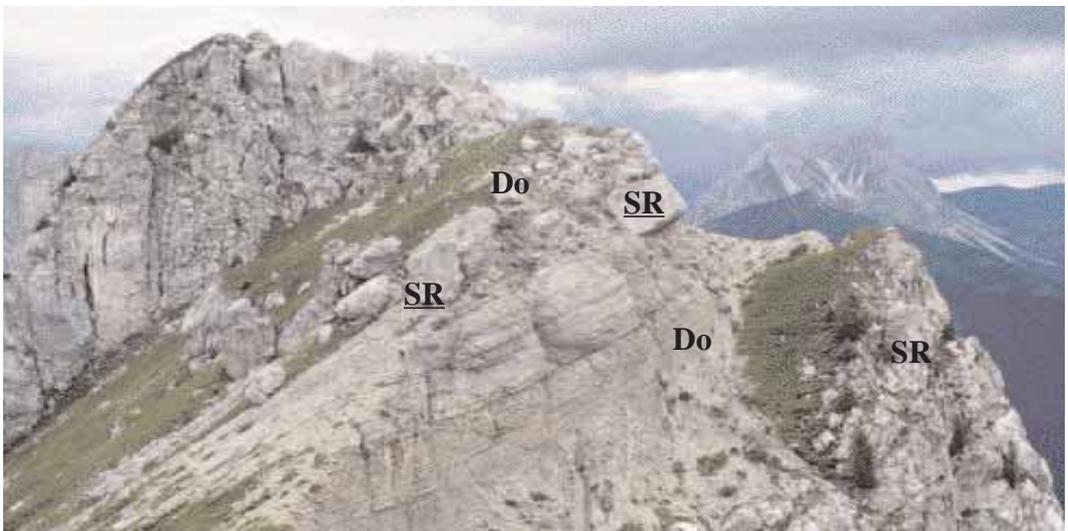


Fig. 12.5 - Al M. Popera (M. Franza ovest) è esposta la Fm. di Dont (Do) di età anisica. Lungo la parete orientale è visibile la successione calcarea dell'unità con fitti strati decimetrici di mare mediamente profondo nei quali si intercala un orizzonte a grossi blocchi di calcare dolomitico (SR). Sono la testimonianza dei frammenti sottomarini che, durante l'Anisico, hanno coinvolto parte della Dolomia del Popera (SR) che si frammentava e sprofondava tettonicamente.

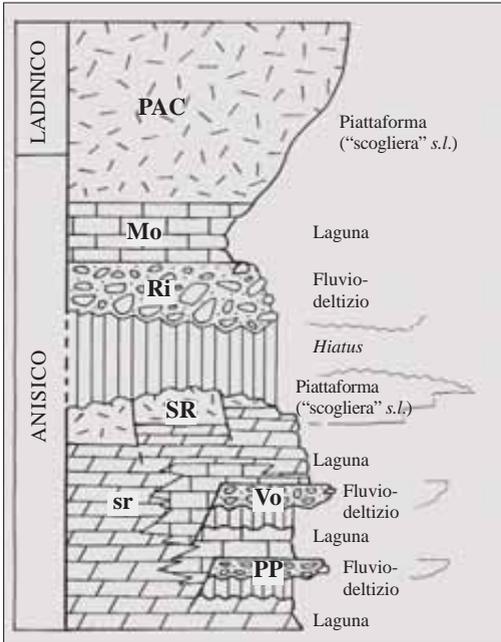


Fig. 12.6 - Schema stratigrafico di dettaglio per la successione anisico-ladinica delle località in cui affiorano i livelli conglomeratici e le coeve superfici d'erosione. A fianco sono riportati gli ambienti di deposizione e le sigle delle unità stratigrafiche.

appena sotto la superficie marina. Sono settori ampi da pochi a parecchie decine di chilometri quadrati.

Ripide scarpate di faglia finiscono con isolarli dai fondali più depressi che li circondano. In altre zone invece, in gran numero, i fondali cominceranno di lì a poco a sollevarsi, finendo per emergere oltre la superficie marina.

Oramai ci diventa semplice prevedere che i settori in sollevamento ed emersione verranno rapidamente erosi e che i prodotti di smantellamento erosivo, le ghiaie, le sabbie e le fanghiglie generate dalle incisioni torrentizie e fluviali, saranno trasferiti nei delta che bordano le isole rocciose e da lì, in gran parte, riversati nel mare anisico dell'alto Friuli (Conglomerato di Richthofen=Breccia di Ugovizza, **Ri**) (figg. 12.6 e 12.7).

Una cosa invece non siamo stati capaci di prevedere: che le particelle più fini portate al mare si diffondano nelle acque e vadano anche a decantare, lentamente e in sottili strati (Fm. del M. Bivera, **Ba**), sopra gli altofondi sottomarini (figg. 12.3, 12.8 e 12.9).



Fig. 12.7 - Ruditi di età anisica ascrivibili al Conglomerato di Richthofen (**Ri**) deposte in un ambiente fluvio-deltizio. Alla base della successione ruditica di questo affioramento è visibile il contatto erosivo sulla Fm. di Werfen (**W**). Prammollo (versante austriaco), Kammleiten, Reppwand.

Altofondi che, come una delle scatole di roccia che si elevano dal fondale circostante, non potrebbero essere raggiunti da altri tipi di sedimento.

E lì, a poca distanza dalla superficie marina, l'alto tenore di ossigeno delle acque e soprattutto il lento accumulo di sedimenti finissimi, ne favoriscono l'ossidazione dando alla futura roccia una tipica colorazione rossa. A distanza di centinaia di milioni di anni dalla sua formazione quel colore rosso dei fanghi calcarei (fig. 12.8), già trasformati in strati compatti, rende facilmente distinguibile la Fm. del M. Bivera (**Ba**) da quelle sottostanti (**sr**, **SR**, **Do**).

In questa fase i sollevamenti maggiori si verificano nelle zone pontebbane e tarvisiane. In esse l'erosione riesce a raggiungere ed intaccare la successione triassica inferiore (**W**) e, in certi casi limite, come al M. Malverich di Pontebba, il substrato di età devoniana. Il meccanismo è lo stesso descritto per l'evoluzione della parte intermedia della Fm. di Werfen (**W₄**).

Come sempre accade gli impulsi tettonici hanno termine. Nelle zone pontebbane e tarvisiane, in quelle carniche e nelle dolomitiche, i movimenti verticali iniziati a metà Anisico chiudono la loro fase di attività verso la fine dello stesso periodo. I loro effetti sul territorio, dapprima modesti e arealmente circoscritti, col passare del tempo (pochi milioni di anni) si sono fatti importanti e generalizzati.



Fig. 12.8 - Calcari rossi e grigi della Fm. del M. Bivera (**Ba**) affioranti presso Rivalpo, Canale d'Incarojo.



Fig. 12.9 - Presso la sommità dei Monti Cucco e Tersadia (località Pozze) affiorano a tratti lembi di calcari rossi e rosati deposti su altofondi di età anisica. Appartengono alla Fm. del M. Bivera (**Ba**) e ricoprono i calcari di scogliera grigi massicci della Dolomia del Popera (**SR**).

I settori crostali sollevati hanno formato delle isole e i prodotti dell'erosione hanno dato luogo a ventagli detritici lungo le coste (Conglomerato di Richthofen, **Ri**) (figg. 12.7 e 12.10). Al cessare dei movimenti tettonici le zone emerse sono state spianate e, complice anche un probabile sollevamento del livello marino, le acque si sono nuovamente riappropriate dell'intero territorio carnico-tarvisiano.

Questa volta l'articolata morfologia dei fondali favorisce la formazione di ambienti lagunari che sconfinano in zone più depresse, con profondità variabile da pochi ad alcune decine di metri. In entrambe si accumulano strati carbonatici di ambiente prettamente lagunare (Calccare di Morbiac, **Mo**) o di laguna già più profonda e aperta (Fm. dell'Ambata, **Am**).

Siamo ormai giunti verso la conclusione dell'Anisico. Sta per cominciare una fase dominata da una profonda riorganizzazione delle zone sedimentarie.

Durante l'intervallo Anisico sup.-Ladinico (Triassico Medio), il comparto carnico-tarvisiano, congiuntamente a quello dolomitico, segnerà lo sviluppo e la proliferazione di una serie di scogliere *s.l.*, caratterizzate da depositi carbonatici (calcarei e dolomie) per lo più massicci, di solito organizzati in spessi banchi rocciosi.

In conclusione, nei territori in esame, così come esternamente ad essi, l'Anisico sup. ha visto l'affermazione di una prolungata crisi tettonica del territorio, con movimenti verticali generalizzati.

Gli effetti sulla sedimentazione sono stati registrati dal riproporsi ciclico di depositi ora terrigeni quarzoso-feldspatici, ora carbonatici, complessivamente denominati Gruppo di Braies (**BR**). Al termine di questa fase di pronunciata mobilità verticale, regolata dall'attività di faglie sinsedimentarie a prevalente orientamento N50°E e, probabilmente, N120°E, il territorio si presenta come un'ampia fascia di laguna sottile i cui fondali localmente si stanno approfondendo, assecondando i retaggi morfologici di eredità anisica.

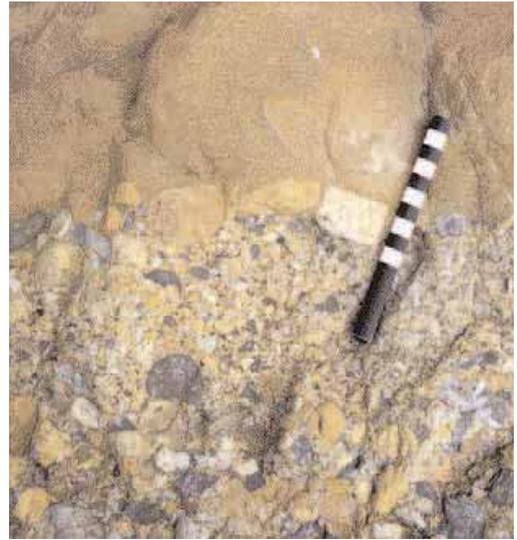


Fig. 12.10 - Ruditi di età anisica ascrivibili al Conglomerato di Richthofen (**Ri**). Sono evidenziati i caratteri di uno dei livelli a granulometria più variabile. La barra è lunga 15 cm.

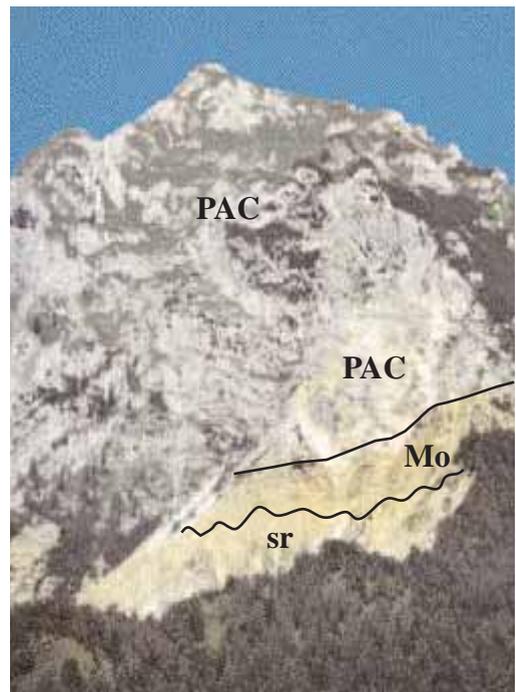


Fig. 12.11 - M. Chiadin (2287 m), a nord-est di Forni Avoltri. L'incisione del Rio Bianco evidenzia la successione di età anisica interrotta da una significativa superficie di erosione (linea ondulata).

Scheda delle unità

Fm. del Serla (sr)

Età: Olenekiano-Anisico (Triassico Inf.-Medio).

Fossili: Alghe, foraminiferi, bivalvi, ostracodi.

Litologie: Dolomie calcaree, dolomie stromatolitiche, dolomie vacuolari, dolomicriti e rari calcari oolitici.

Spessore: Il mb. di Lusnizza (sr₁) varia tra 35 e 100 m circa e in carta è stato distinto solo a est del meridiano di Paluzza; il mb. dell'Arvenis (sr₂) ha potenza variabile tra 100 e 200 m.

Dolomia del Popera (SR)

Età: Anisico (Triassico Medio).

Fossili: Alghe (compresi oncoidi di Spongiostromata), foraminiferi, briozoi, brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi (ortoceratidi, nautilidi, ammonoidi), crinoidi.

Litologie: Dolomie, calcari dolomitici, e calcari in banchi massicci.

Spessore: Si aggira intorno a massimi di 150 m. Localmente si riduce fino a scomparire per erosioni e franamenti sottomarini di età anisica media.

Conglomerato di Piz da Peres (PP)

Età: Anisico (Triassico Medio).

Fossili: Frammenti non determinabili nei clasti.

Litologie: Conglomerati a clasti carbonatici.

Spessore: Si aggira intorno a pochi metri.

Conglomerato di Voltago (Vo)

Età: Anisico (Triassico Medio).

Fossili: Frammenti algali nei clasti.

Litologie: Conglomerati a clasti carbonatici intercalati a calcari micritici scuri bituminosi (Fm. di Agordo, non distinta in carta).

Spessore: Varia da pochi ad alcune decine metri.

Conglomerato di Richthofen (Ri)

Età: Anisico (Triassico Medio).

Fossili: Impronte di rettili terrestri.

Litologie: Conglomerati a clasti carbonatici, sil-

titi rosse e grigie a tratti marnose, conglomerati fini e calcilititi.

Spessore: L'unità presenta massimi di una cinquantina di metri nei settori carnici e pontebbani, mentre supera i 100 m nei pressi di Ugovizza, preludio dei consistenti spessori dell'area tarvisiana (fuori carta).

Calcarea di Morbiac (Mo)

Età: Anisico (Triassico Medio).

Fossili: Foraminiferi, crinoidi, bivalvi, gasteropodi, spugne calcaree, alghe, vegetali.

Litologie: Calcari micritici e biomicritici a tratti nodulari e rare biocalcarenitoli oolitiche.

Spessore: È compreso tra 2-3 m e 60 m.

Fm. di Dont (Do)

Età: Anisico (Triassico Medio).

Fossili: Foraminiferi, radiolari, spicole di spugne, brachiopodi, bivalvi, cefalopodi (ammonoidi), conodonti, pesci ossei, rettili marini.

Litologie: Calcari micritici e biomicritici, marne e marne pelitiche, megabrecce carbonatiche, litareniti, calcilititi siltose e siltiti rossastre.

Spessore: È compreso tra alcuni metri e 35 m.

Fm. del M. Bivera (Ba)

Età: Anisico (Triassico Medio).

Fossili: Brachiopodi, gasteropodi, cefalopodi (ortoceratidi, nautilidi, ammonoidi), conodonti, rettili marini.

Litologie: Calcari micritici rossastri, calcari marnosi grigi, breccie carbonatiche, peliti rosse.

Spessore: Solitamente non supera la decina, occasionalmente raggiunge 20-30 m.

Fm. dell'Ambata (Am)

Età: Anisico sommitale (Triassico Medio).

Fossili: Radiolari, spicole di spugne, brachiopodi, bivalvi.

Litologie: Calcari micritici, calcari dolomitici, calcari marnosi, marne.

Spessore: Non supera 25 m.

Affioramenti

Le unità anisiche sono diffuse in siti di media e grande estensione. Un arido elenco, utile all'individuazione dei singoli nuclei d'affioramento comprende, da ovest verso est, i settori: Cima Sappada-Forni Avoltri, M. Chiadin (fig.

12.11), M. Tinisa (a sud di Sauris), alta Val Bortaglia, Val Pesarina (versante nord), Rio Siviladi (a nord di Ampezzo), Monti Arvenis (fig. 12.1), Dauda e Zoncolan, Monti di Rivo e Cucco (fig. 12.12), M. Tersadia, Piedim-Lovea, M. Salinchiet (fig. 12.4), Gartnerkofel, M. Bruca, a nord di Pontebba, e Val Rauna (Ugovizza).



Fig. 12.12 - Versante meridionale del M. di Rivo, sopra Arta Terme. Le caratteristiche morfologie colonnari, conosciute come *Landers*, sono il prodotto erosivo delle acque ruscellanti, sviluppato a spese delle litologie dolomitiche della Fm. del Serla (**sr**) e favorite sia dall'elevato grado di fratturazione (tettonica alpina), sia dall'assetto tabulare orizzontale della successione.

Punti... di vista

L'intera Fm. del Serla (**sr**), con il mb. di Lusnizza (**sr**₁) e il mb. dell'Arvenis (**sr**₂), affiora al meglio nella zona tra il M. Claupa e la cima del M. Arvenis (fig. 12.1) e ai Monti di Rivo e Cucco (fig. 12.12).

In alternativa, o in aggiunta, si suggeriscono il corso del Rio Secco, a nord di Forni Avoltri, l'alto T. Ortegglas presso Paularo, la sponda e il versante sinistri del basso T. Chiarsò, tra Lovea e Piedim, più facilmente raggiungibili.

Per la Dolomia del Popera (**SR**) si segnala quest'ultima località dove, nel Rio dell'Ambruseit, affluente del T. Chiarsò, l'unità si sovrappone alla Fm. del Serla (**sr**). Il Conglomerato di Piz da Peres (**PP**) e quello di Voltago (**Vo**) possono essere osservati solo nel settore nord-occidentale della Carta Geologica, mentre per il Conglomerato di Richthofen (**Ri**), ben più diffuso, si possono indicare il M. Tuglia e le sorgenti del Rio Fuina (Val Pesarina), assieme al nucleo d'affioramento di Ugovizza, con successione ad assetto ancora orizzontale, e la zona di Reppwand (fig. 12.7).

A questi si aggiunge, per i più esperti di montagna, l'affioramento da manuale presente nel ripido rio anonimo che scende dal Col dei Mirtili (Cima Sappada) in corrispondenza del confine tra Friuli e Veneto. In esso, la successione espone in continuità la transizione al soprastante Calcere di Morbiac (**Mo**), a sua volta passante alla Fm. dell'Ambata (**Am**).

Per quest'ultima si suggerisce anche il già citato Rio dell'Ambruseit dove l'unità è coperta in continuità dalle Torbiditi d'Aupa (**tA**).

Ancora lungo il Rio dell'Ambruseit è possibile soffermarsi su ottimi affioramenti del-

le Formazioni di Dont (**Do**) e del M. Bivera (**Ba**). La prima delle due unità ha forse la sua migliore esposizione (ma in parete sub-verticale!) al M. Franza, ove affiorano splendidamente calcari e megabrecce (fig. 12.5).

La Fm. del M. Bivera (**Ba**) ha invece un'altra ottima esposizione, con affioramento in piano e ben percorribile, sul piccolo ripiano a nord-ovest della cima del M. Tersadia (fig. 12.9) dove si può apprezzare il contatto sulla sottostante Dolomia del Popera (**SR**) e le numerose faglie sinsedimentarie anisiche con rigetti piccoli e medi.

Per saperne di più

- ASSERETO R. & PISA G., 1978 - A propos d'une récente monographie de Ph. Lagny sur la géologie de la Conca di Sappada (Cadore nord-oriental, Italie). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 84 (1): 93-120.
- FARABEGOLI E. & LEVANTI D., 1982 - Triassic stratigraphy and Microfacies of the Monte Pleros (Western Carnia, Italy). *Facies*, 6: 37-58.
- FARABEGOLI E., LEVANTI D., PERRI M. C., & VENERI P., 1985 - Monte Bivera Formation. An atypical Middle Triassic "Rosso Ammonitico" facies from Southern Alps (Italy). *Giorn. Geol.*, ser. 3a, 46 (1984) (2): 33-46.
- FARABEGOLI E., JADOU F. & MARTINES M., 1985 - Stratigrafia e paleogeografia anisiche delle Alpi Giulie occidentali (Alpi Meridionali-Italia). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 91 (2): 147-196.
- FOIS E. & JADOU F., 1983 - La Dorsale Paleocarnica anisica di Pontebba. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 89 (1): 3-30.
- FRASCARI RITONDALE SPANO F., 1969 - Ricerche tettoniche nel gruppo montuoso dell'Arvenis (Carnia). *Giorn. Geol.*, ser. 2a, 36 (1968) (1): 1-20.
- METZELTIN S., 1973 - Stratigrafia del Trias medio del Massiccio del M. Tersadia (Carnia). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 79 (3): 271-300.
- PISA G., 1972 - Geologia dei monti a nord di Forni di Sotto (Carnia Occidentale). *Giorn. Geol.*, ser. 2a, 38 (1970) (2): 543-688.
- PISA G., 1974 - Tentativo di ricostruzione paleoambientale e paleostrutturale dei depositi di piattaforma carbonatica medio Triassica delle Alpi Carniche sud-occidentali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13: 35-83.
- RIEPEL O. & DALLA VECCHIA F.M., 2001 - Marine Reptiles from the Triassic of the Tre Venezie area, northeastern Italy. *Fieldiana: Geology*, new ser. 44: 1-25.



Fig. 12.13 - Parte di una mandibola del rettile marino *Tholodus schmidi* rinvenuta nei calcari pelagici, equiparabili alla Fm. del Dont (**Do**, Plan di Coces, Arta Terme, 0.7x).



Fig. 12.14 - *Cuccoceras* sp., tipico ammonioide dei calcari anisici del M. Cucco (Arta Terme, 2.5x).



Fig.12.17 - *Naticopsis succensis*, gasteropode della Dolomia del Popera (SR, M. Cucco, Arta Terme 1.5x).



Fig.12.15 - Ammonioide del genere *Monophyllites* (M. Tersadia, Arta Terme, 1x).



Fig.12.18 - *Naticopsis tersadica* che conserva parte della livrea (M. Cucco, Arta Terme, 1.5x).



Fig.12.16 - Bivalve del genere *Halobia* (M. Cucco, Arta Terme, 1.5x).



Fig.12.19 - Vertebra dorsale dell'ittiosauro ?*Shastasaurus* sp. (Pian delle Streghe, M. Bivera, Forni di Sotto, 1.3x).



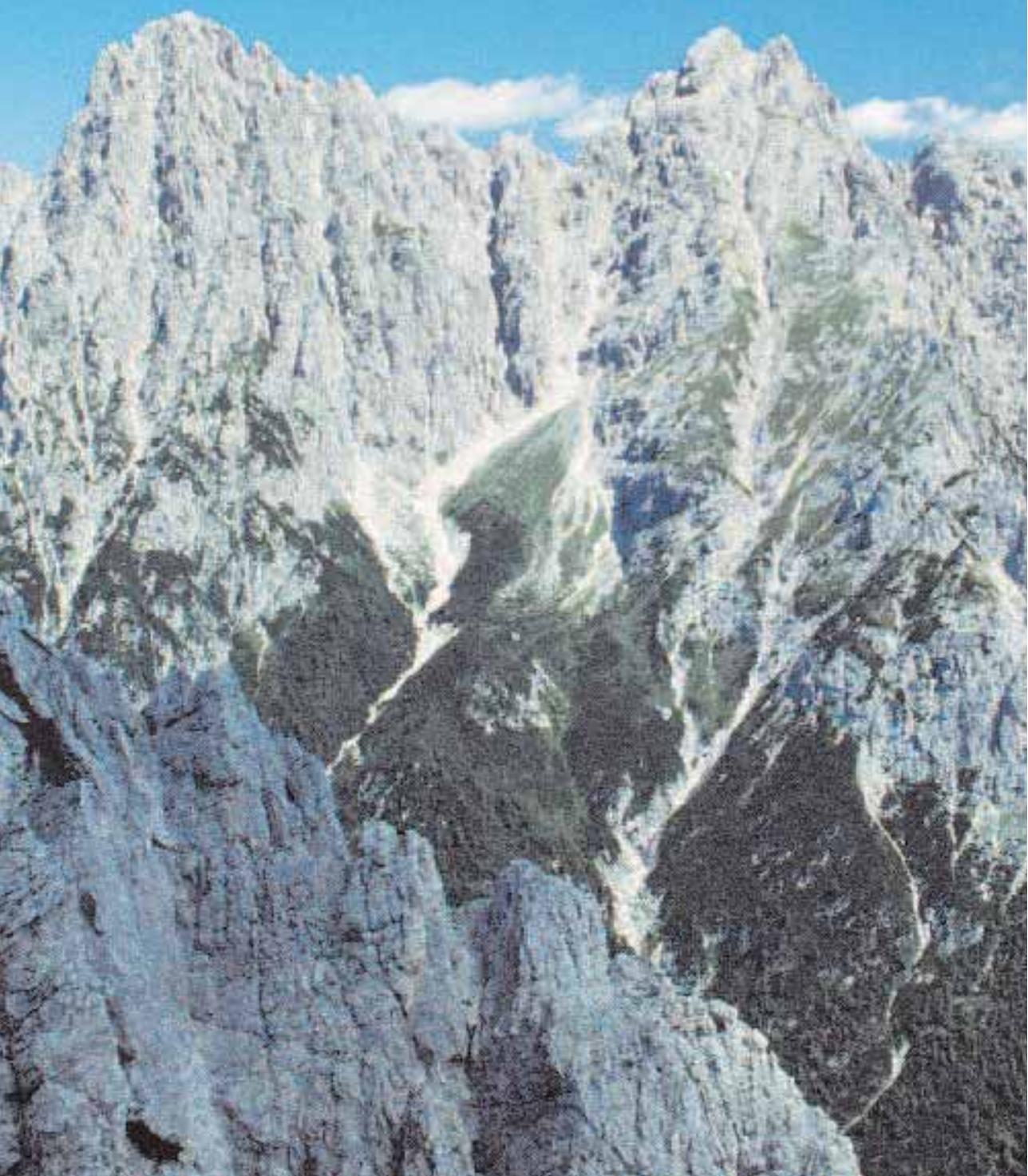
Fig. 12.20 - Colonna vertebrale dell'ittiosauro *Mixosaurus* sp. (Rio dell' Ambruseit, Arta Terme, 1x).



Fig. 12.21 - Resti ossei (omero, parti delle vertebre, ecc.) di un ittiosauro (probabilmente *Tholodus schmidi*, Pian di Coces, Arta Terme, 0.7x)

13. TRIASSICO MEDIO (LADINICO)

237-228 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

Con i presupposti fisiografici sopra descritti, affermatasi nel tardo Anisico sup., prende inizio la sedimentazione di una successione carbonatica prevalentemente massiccia. Qui, come altrove, corpi di scogliera iniziano a svilupparsi nei settori lagunari di mare più sottile, oppure, più di rado, sugli altofondi strutturali. Col tempo e con alterne vicende si estenderanno verso le zone batimetricamente più profonde, definite, con termine geologico, bacinali.

Da quel momento (Anisico sup.) fino all'avvento della Dolomia Cassiana (**DC**, Carnico inf.) e dei suoi equivalenti lagunari (Fm. della Val Degano, **De**) il territorio permane in condizioni di sedimentazione marina, diversificata dunque tra aree di scogliera e di bacino.

Nelle prime si sviluppano depositi carbonatici massicci a stratificazione quasi sempre indistinta (in prevalenza Dolomia dello Sciliar=Fm. dello Sciliar=Schlern, **PAC**), con spessori in genere consistenti (fig. 13.1).

Nelle seconde, bacinali, sono invece ospitati sedimenti calcarei sottilmente stratificati e con basso tasso di sedimentazione. Nelle aree bacinali si aggiungono sporadiche tufiti e lave mentre, col tempo, comincia ad incrementarsi l'accumulo di apporti terrigeni. Essi, in breve, diventano il deposito prevalente, caratteristico di questi settori profondi.

Tali sedimenti, convogliati dai delta ai depocentri sottomarini, lateralmente alle piattaforme, rappresentano il risultato dello smantellamento subaereo di rilievi, in prevalenza vulcanici, esterni alle aree di affioramento.

Durante il Ladinico la partizione tra le aree di scogliera e quelle di bacino, fisicamente rappresentate dai rispettivi depositi, è destina-

ta a subire ripetute riorganizzazioni e rapidi sconvolgimenti con ridistribuzioni spesso improvvise delle relative zone di influenza.

La stratigrafia di questo intervallo (fig. 13.2) appare dunque complicata dagli irregolari e complessi rapporti spazio-temporali tra corpi di scogliera *s.l.* e depositi bacinali (e/o di altofondo strutturale).

La distinzione tra aree di scogliera e di bacino si fa presto evidente. Diventa ben percepibile ai nostri occhi anche se i limiti tra i due domini sono sovente molto frastagliati. La ragione è dovuta soprattutto all'avanzare irregolare dei corpi di scogliera verso le zone di bacino.

Le fasce di scogliera danno luogo a corpi carbonatici (dolomie, dolomie calcaree, calcari dolomitici e meno frequenti calcari) da massicci a mal stratificati in spessi banchi (**PAC**). Iniziano a crescere e svilupparsi nell'Anisico sommitale. Sopravviveranno fino a tutto il Ladinico e oltre. Le fasce bacinali, con fondali profondi anche parecchie centinaia di metri, richiamano sedimenti completamente differenti dai primi.

Le litologie delle scogliere (**PAC**) sono, per così dire, prodotte in loco; ossia si formano ed accumulano all'interno del settore marino, senza concorso esterno. Quelle delle zone bacinali (Fm. di Buchenstein, **BU**; Fm. di Wengen, **LV**) sono invece di natura... mista (fig. 13.2). L'origine diversificata degli apporti cosiddetti bacinali diventerà percepibile solo immergendoci nuovamente nelle acque intertropicali del settore carnico-tarvisiano.

Siamo all'inizio del Ladinico e le vaste porzioni di mare occupate dalle scogliere (con le rispettive lagune) sono ben riconoscibili anche dall'alto. Le acque basse riflettono colori verdi-azzurri che si mescolano alle tracce bianche della schiuma, lì dove il rovesciarsi delle onde segnala che i fondali si fanno prossimi alla superficie marina.

Esternamente a questa fascia di acque sottili il mare cambia rapidamente colore assu-

Fig. 13.1 - M. Siera (2443 m). Caratteristico aspetto dei depositi carbonatici massicci (**PAC**) di età ladinica. La fragilità delle litologie dolomitiche ne facilita e accelera la disgregazione.

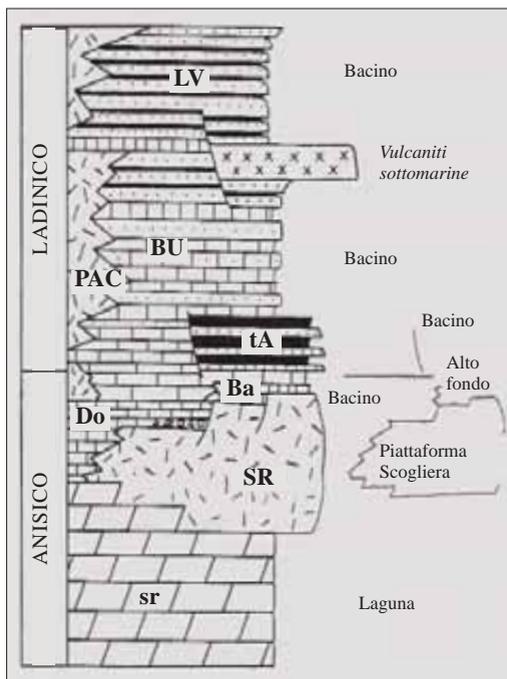


Fig. 13.2 - Schema semplificato dei rapporti vertico-laterali tra le unità del Triassico Medio (Anisico-Ladinico) del territorio investigato. A fianco sono indicati gli ambienti deposizionali e le sigle delle unità stratigrafiche.

mendo una tinta cobalto già a poche centinaia di metri di distanza. È lì che le acque diventano all'improvviso profonde e iniziano le zone bacinali. Ed è lì che ci immergeremo.

Abituando gli occhi all'oscurità raggiungeremo i fondali, da parecchie decine ad alcune centinaia di metri sotto la superficie marina.

Notiamo intorno a noi il susseguirsi di flussi in massa di particelle sabbiose; ognuno di essi distribuisce il proprio carico in sottili spessori diffusi sull'intero spazio sottomarino a disposizione. Si stanno formando i futuri strati della Formazione di Buchenstein (**BU**).

Questi che osserviamo, in particolare, saranno denominati "arenarie di Zoppè" dal nome della località veneta dove, 230 milioni di anni più tardi, affioreranno meglio che in ogni altra zona.

Questi depositi sono originati dai cosiddetti "flussi di torbida". Ognuno di essi convoglia

nelle profondità marine di età ladinica infiniti granuli sabbiosi erosi da qualche settore emerso e trasportati verso il mare dalle acque di torrenti e fiumi.

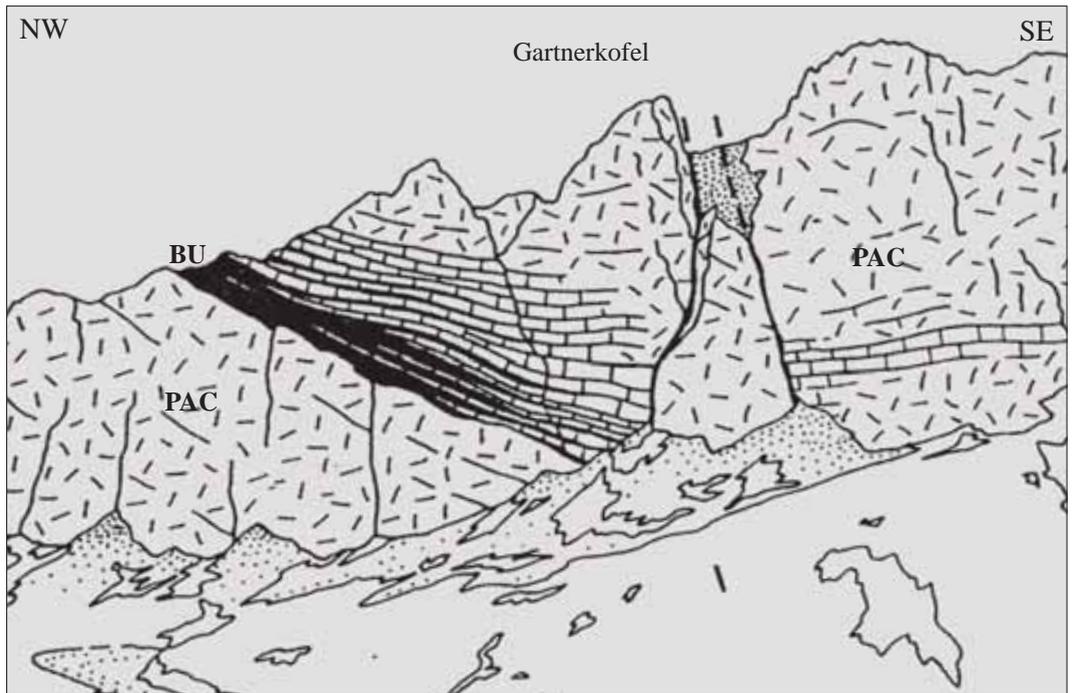
Questi settori sono ubicati verso gli attuali quadranti occidentali. Probabilmente a nord-ovest, se nel calcolo ci basiamo sulla direzione e verso di scorrimento dei flussi di torbida che ora stiamo osservando. Direzioni che rimarranno fossilizzate alla base degli strati sotto forma di piccoli scavi erosivi (le cosiddette "docce d'erosione", il più delle volte formate dagli invorticamenti del flusso della corrente).

Aspettiamo che uno di quei flussi finisca la sua corsa adagiando sul fondale il proprio carico di sabbia fino a formare uno strato decimetrico. È ancora soffice quando affondiamo le mani nei granuli appena deposti. Ne raccogliamo una manciata valutandone la composizione. Riconosciamo brandelli e cristalli strappati da originari massicci vulcanici acidi e basici, ma anche frammenti di filladi, rocce metamorfiche di basso grado che con ogni probabilità erano appartenute al basamento ercinico di età carbonifera (v. Cap. 8).

Abbiamo la prova che da qualche parte, verso i quadranti occidentali, emergono degli antichi rilievi metamorfici, coperti in parte da più recenti colate laviche. Sappiamo inoltre che su di essi agisce una intensa erosione, capace di produrre un'enorme quantità di sabbie che un reticolo fluviale deve necessariamente portare alle pianure e ai delta.

Solo così dai delta, ancora lontani dalle aree friulane, le sabbie avrebbero potuto infine riversarsi verso di noi, in mare, scivolando sotto forma di flussi di torbida. Tutto questo può essere dedotto osservando gli strati appena deposti, le loro impronte basali, i processi di deposizione dei granuli e la loro composizione.

Ogni tanto la frequenza dei flussi di torbida cala fino ad interrompersi del tutto per parecchie decine di migliaia di anni. Quando questo avviene il fondale si ricopre di fanghiglie grigie chiare formate da microscopiche particelle e gusci calcarei che decantano con len-



Figg. 13.3 e 13.4 - Il Gartnerkofel (Pramollo), costituito da calcari dolomitici e dolomie ladiniche massicce di scogliera (**PAC**) le cui facies di scarpata (mattonato) progadano sui coevi depositi bacinali (in nero). Questi ultimi appartengono alla Fm. di Buchenstein (**BU**) e si deposero nell'ambiente marino più profondo antistante alla scogliera.

tezza nell'acqua marina. Formeranno sottili strati di calcare finissimo occasionalmente intercalati alla successione torbidityca.

Ci spostiamo lungo una delle profonde valli sottomarine che accolgono i depositi della futura Fm. di Buchenstein (**BU**) quando un improvviso getto di gas e vapore in pressione esce da una fenditura apertasi a poche decine di metri da noi.

Mentre decidiamo di risalire in superficie una pioggia di scorie e frammenti lavici incandescenti attraversa il volume d'acqua e prosegue accumulandosi sul fondo fino a formare un livello tufaceo. In seguito ulteriori apporti tufacei, questa volta finissimi, misti ad argille e fanghi calcarei, si depositano sui fondali bacinali (**BU**, "pietra verde", non distinto in carta).

Sono tutte avvisaglie di una latente attività vulcanica di età ladinica i cui centri eruttivi più significativi sono tutti collocati oltre l'area di indagine. Più precisamente a Forni di Sotto

e Tarvisio (Riofreddo), ma specialmente e soprattutto nel comparto dolomitico (Predazzo). Il vulcanismo (già iniziato nell'Anisico con le Vulcaniti del Rio Turriea, **vt**) si imposta lungo faglie distensive che probabilmente, almeno in parte, guidano anche lo sviluppo geometrico delle fasce a vocazione bacinale.

Un altro particolare ci convince che anche nel Ladinico sono in atto generalizzati movimenti verticali del territorio. Nelle zone sud-occidentali carniche, all'estremo lembo dei settori qui presi in considerazione (v. "Carta Geologica delle Alpi Carniche"), la scogliera (**PAC**) che fino a metà Ladinico era rimasta al pelo dell'acqua, circondata da fasce bacinali, ha una sorta di sussulto. Con una serie di scosse sismiche s'inabissa di alcune decine di metri (fig. 13.7).

Gli organismi responsabili dello sviluppo della scogliera stessa cessano di vivere essendo venute meno, all'improvviso, le caratteristiche di limpidezza e temperatura dell'acqua,



Fig. 13.5 - Sullo sfondo si staglia il massiccio di età ladinica dei Monti Cimone, Pleros e della Creta della Fuina, formati in massima parte da dolomie e calcari dolomitici di scogliera, in banchi massicci o in successioni di rado stratificate. Dolomia dello Sciliar (**PAC**) e, in piccola parte, Dolomia Cassiana (**DC**). Vista da sud. In primo piano il rio Riorda nel quale l'erosione accelerata mette allo scoperto la Fm. di Werfen (**W**).

idonee ed indispensabili alla loro vita. Quella che fino ad un istante prima era stata una scogliera con organismi in piena attività ora si è ridotta ad un moncone silenzioso di rocce sommerse. Una sorta di altopiano sottomarino circondato da vallate subacquee.

Mentre sul fondo di queste ultime continuano ad accumularsi prevalenti sedimenti torbiditici (**BU**), sull'altopiano sommerso decanteranno solo finissime particelle calcaree (micriti). Col passare del tempo andranno arricchendosi di gusci di ammonoidi dando luogo ad una successione sottilmente stratificata (Calcari del Clapsavon, **CC**). In poche decine di metri di spessore quei depositi di altopiano condenseranno alcuni milioni di anni (basso tasso di sedimentazione).

I fanghi calcarei così deposti si arrossano per ossidazione. Sia i caratteri del deposito sia il particolare contesto di sedimentazione (sulla sommità di un altopiano) richiamano quelli di una particolare unità dell'Anisico sup.: la Fm. del M. Bivera (**Ba**). Anch'essa si era deposta su altopiani sottomarini generati da movimenti verticali di settori limitati da faglie attive.

Nella zona di Paularo, in espansione verso Dogna, i depositi bacinali sono rappresentati da torbiditi arenaceo-marnose*. Sono denominate Torbiditi d'Aupa (**tA**) e sono distinguibili dall'unità **BU**. Sembrano rappresentare il contributo di un delta che nell'Anisico sup.-Ladinico basale è riuscito ad avanzare con la sua linea di riva fino quasi a raggiungere il settore pontebbano.

Nel Ladinico sup. una breve fase di sollevamento globale del livello marino porta i depositi di bacino (**BU**), questa volta essenzialmente calcarei ("fm. dell'Acquatona"), ad

* La marna è un insieme di argilla e micrite in proporzioni variabili, comprese tra il 35% e il 65%. Oltre tali valori si hanno da un lato le marne argillose e, oltre il 90%, le argille marnose, dall'altro le marne calcaree e, oltre il 90%, i calcari marnosi. Alle due estremità troviamo rispettivamente argille e calcari micritici. Mettendo ogni cosa in ordine avremo dunque: calcari micritici, calcari marnosi, marne calcaree, marne, marne argillose, argille marnose e argille.



Fig. 13.6 - Dolomia massiccia in rari e spessi banchi (Dolomia dello Sciliar, **PAC**). Forma il versante sinistro della Val Tagliamento, tra Villa Santina e Caneva (fuori carta). La cascata (un salto di oltre 100 metri) si attiva solo durante abbondanti e concentrate precipitazioni.



Fig. 13.7 - Brecce rossastre organizzate in filoni sedimentari. Si sono generate a spese della frammentazione tettonica di porzioni della piattaforma ladinica (Dolomia dello Sciliar, **PAC**). Settore a nord di Sappada.



Fig. 13.8 - Areniti e peliti torbiditiche della Fm. di Wengen (LV), di età ladinica. La testa del martello è posta in corrispondenza di un ridotto canale sottomarino. Rio Siera di Sappada.

affermarsi sopra alcuni settori, quelli pontebani, fino a quel momento dominati dai depositi di mare basso, le scogliere *s.l.* (PAC). È una conquista effimera.

Le scogliere ladiniche (figg. 13.1, 13.3 e 13.5), momentaneamente indietreggiate, di lì ad alcune centinaia di migliaia di anni si producono in una rimonta insperata grazie alla loro prolifica capacità riproduttiva e ad un livello del mare che dopo l'innalzamento si è, per il momento, stabilizzato.

Dalla nostra postazione stiamo percependo in diretta l'affermazione delle scogliere del tardo Ladinico (PAC). La loro avanzata le porta ora ad espandersi fino a colmare molte delle depressioni sottomarine che fino a questo momento avevano accolto i sedimenti bacinali (BU). L'unica zona mediamente profonda che ancora sopravvive è relegata nell'estremo lembo occidentale carnico, tra Forni Avoltri e Sappada.

Viaggiamo ormai verso la fine del Ladinico.

Modeste effusioni laviche sottomarine, appena esterne all'area d'indagine (Forni di Sotto), s'inseriscono nell'unica zona bacinale residua, posta all'estremo lembo occidentale carnico.

Altre effusioni simili si realizzano sul lato opposto, nel Tarvisiano, esternamente ai territori di osservazione. In essi si ripresenta la tendenza allo sviluppo di aree subsidenti (in abbassamento).

Nel settore più occidentale la successione bacinale continua a sopravvivere con depositi calcarei e marnosi ben stratificati. Ad essi cominciano ad intercalarsi consistenti spessori di torbiditi arenitiche (Fm. di Wengen, LV), (fig. 13.8). Sono composizionalmente simili alle precedenti (BU, "arenarie di Zoppè") ma le direzioni di provenienza ora si attestano dai quadranti meridionali.

Qualcosa nella fisiografia regionale dev'essere ancora una volta cambiato. Anche un piccolo indizio come questo può essere determinante per noi.

Scheda delle unità

Torbiditi d'Aupa (tA)

Età: Anisico-Ladinico basale (Triassico Medio).

Fossili: Rettili (resti ossei sono presenti nell'area della Val d'Aupa, esterna all'area cartografata).

Litologie: Areniti e peliti marnose torbiditiche alternate a sottili micriti; biocalcareni a siltiti, rari sottili olistostromi.

Spessore: Raggiunge 350 m.

Vulcaniti del Rio Turriea (vt)

Età: Triassico Medio.

Litologie: laloclastiti, tufiti e filoni acidi.

Spessore: Qualche decina di metri.

Dolomia dello Sciliar (PAC)

Età: Anisico sommitale-Ladinico (-?Carnico inf.) (Triassico Medio-?Sup.).

Fossili: Alghe, foraminiferi, spugne, coralli, briozoi, brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi (ammonoidi, nautiloidi), crinoidi, ostracodi.

Litologie: Calcari dolomitici e dolomie cristalline in banchi spesso massicci, sporadici calcari stratificati, breccie carbonatiche (*talus* di scogliera), biocalcareni e biomiecriti vacuolari.

Spessore: Si aggira intorno a 800 m di potenza complessiva.

Fm. di Buchenstein (BU)

Età: Ladinico (Triassico Medio).

Fossili: Bivalvi, cefalopodi (ammonoidi).

Litologie: Calcari micritici, calcisiltiti, rare biocalcareni, calcari nodulari, lutiti silicee, tufiti basiche, vulcanoclastiti, siltiti silicee, areniti e peliti torbiditiche.

Spessore: L'unità mostra spessori molto variabili: da pochi metri, intercalandosi ai depositi massicci di scogliera, a molte centinaia, come nelle fasce a vocazione bacinale.

Calcari del Clapsavon (CC)

Età: Ladinico (Triassico Medio).

Fossili: Brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi, rettili marini.

Litologie: Biomiecriti rossastre e grigie con sporadiche biocalcareni a entrochi.

Spessore: Non supera 45 m.

Fm. di Wengen (LV)

Età: Ladinico-?Carnico inf. (Triassico Medio-Sup.).

Fossili: Frammenti vegetali, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi (ammonoidi).

Litologie: calcari micritici, marne scure, areniti feldspatico-quarzose con caratteri torbiditici, marne calcaree e calcari marnosi.

Spessore: Molto variabile, con minimi da pochi ad alcune decine di metri e massimi di alcune centinaia di metri.

Affioramenti

Tra i depositi cosiddetti "bacinali" di quest'intervallo le F.ni di Buchenstein (BU) e di Wengen (LV) hanno una diffusione limitata.

Affiorano rispettivamente tra le sorgenti del Piave e l'alta Val Pesarina (occupando la zona del vertice occidentale del territorio cartografato), in una fascia tra il T. Lumiei e il T. Chiarzò e in un nucleo situato a sud-est di Dierico (Paularo).

Con affioramenti frammentari la Fm. di Buchenstein (BU) è anche presente tra i meridiani di Pontebba (interessanti quelli che bordano, con spessori ridotti, il Gartnerkofel, fig. 13.3, a nord di Pramollo) e di Ugovizza.

Le Torbiditi d'Aupa (tA), nell'area cartografata, sono confinate in un'unica località, il Rio dell'Ambruseit, lungo il Canal d'Incarojo. Le Vulcaniti del Rio Turriea (vt) affiorano solo tra Forca Pizzul e il M. Salinchiet. I Calcari del Clapsavon (CC) sono presenti unicamente in un ridottissimo nucleo sul fondo del T. Lumiei, a est del Lago di Sauris. La Dolomia dello Sciliar (PAC) risulta la più diffusa unità triassica dell'area cartografata.

Punti... di vista

I migliori e più raggiungibili affioramenti della Fm. di Buchenstein (BU) sono distribuiti lungo il corso del Piave, da Sappada ai Piani del Cristo. Per la Fm. di Wengen (LV) basta

percorrere (con facilità) l'alveo dei Rii Siera di Sappada (fig. 13.8) e Lech, paralleli e ravvicinati. Interessanti a riguardo anche le zone di sorgente del Rio Lerpa, riservate ai mediamente esperti di risalita di torrenti montani.

Le Torbiditi d'Aupa (**tA**) si possono osservare solo lungo il Rio dell'Ambruseit e i suoi affluenti (impossibile raggiungerle con le acque ai livelli massimi), dove è anche conservato il passaggio con la sottostante Fm. dell'Ambata (**Am**). Per quest'ultima unità si consiglia il versante meridionale del Col dei Mirtilli e le sue propaggini nord-orientali (cfr. Cap. 12).

La Dolomia dello Sciliar (**PAC**) si sviluppa con affioramenti rappresentativi nel massiccio M. Siera-M. Cimone (Vallone di Entralais), nella forra del T. Lumiei e, nel settore orientale, lungo i Valloni del Rio Bianco e di Malborghetto.

I Calcari del Clapsavon (**CC**) occorre osservarli nell'unico affioramento presente in carta (alveo del T. Lumiei). In alternativa, appena oltre il limite meridionale della carta (Punta dell'Uccel) la stessa unità affiora in plaghe ben raggiungibili, sufficienti per un'osservazione diretta delle litologie e dei contenuti fossiliferi.



Fig. 13.9 - Formazione di Buchenstein (**Bu**) affiorante lungo la mulattiera che da Cima Sappada conduce al Bosco Longrone.

Per saperne di più

- BRUSCA C., GAETANI M., JADOU L. & VIEL G., 1982 - Paleogeografia ladinico-carnica e metallogenese del Sudalpino. *Mem. Soc. Geol. It.*, 22: 65-82.
- CARULLI G.B., LONGO SALVADOR G., PISTOLATO M. & RAMPAZZO G., 1994 - Stratigraphy and Geochemical characterization of the Middle Triassic-Carnian Sequence of the Lumiei Valley (Carnia, Northeastern Italy). *Geol. Croatica*, 46 (1): 9-24.
- FARABEGOLI E. & LEVANTI D., 1982 - Triassic stratigraphy and Microfacies of the Monte Pleros (Western Carnia, Italy). *Facies*, 6: 37-58.
- LEONARDI G., 1964 - Note stratigrafico-sedimentologiche sul Ladinico della conca di Sappada (Belluno). *Ann. Univ. di Ferrara*, 3: 187-209.
- PISA G., 1966 - Ammoniti ladiniche nell'Alta valle del Tagliamento (Alpi Carniche). *Giorn. Geol.*, ser. 2a, 33 (1965) (2): 617-702.
- PISA G., 1972 - Geologia dei monti a nord di Forni di Sotto (Carnia Occidentale). *Giorn. Geol.*, ser. 2a, 38 (1970) (2): 543-688.
- PISA G., 1974 - Tentativo di ricostruzione paleoambientale e paleostrutturale dei depositi di piattaforma carbonatica medio Triassica delle Alpi Carniche sud-occidentali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13: 35-83.
- VIEL G., 1979 - Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area dolomitico-cadorina (Alpi Meridionali). I parte. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 85 (1): 85-125.
- VIEL G., 1979 - Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area dolomitico-cadorina (Alpi Meridionali). II parte. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 85 (2): 297-352.



Fig. 13.10 - Blocco con diversi esemplari di ammonoidi (*Epigymnites* sp., *Monophyllites* sp., *Proarcestes* sp., *Ptychites* sp.) dal Calcari del Clapsavon (CC, Clap di Val, Forni di Sotto, 0.3x)



Fig. 13.11 - *Epigymnites ecki* (Clap di Val, Forni di Sotto, 0.7x).



Fig. 13.12 - "*Eoprotrachyceras*" *rieberi* (Clap di Val, Forni di Sotto, 0.7x).



Fig. 13.13 - *Daonella lommeli*, classico bivalve del Ladinico presente in particolare nei livelli della Fm. di Wengen (LV, dintorni di Sappada, 2.5x).



Fig. 13.14 - Centro vertebrale dell'ittiosauro ?*Cymbospondylus* (Clap di Val, Forni di Sotto, 1.5x).



Fig.13.15 e 13.16 - Osso palatino del placodonte ?*Cyamodus* (Val Aupa, 1x).



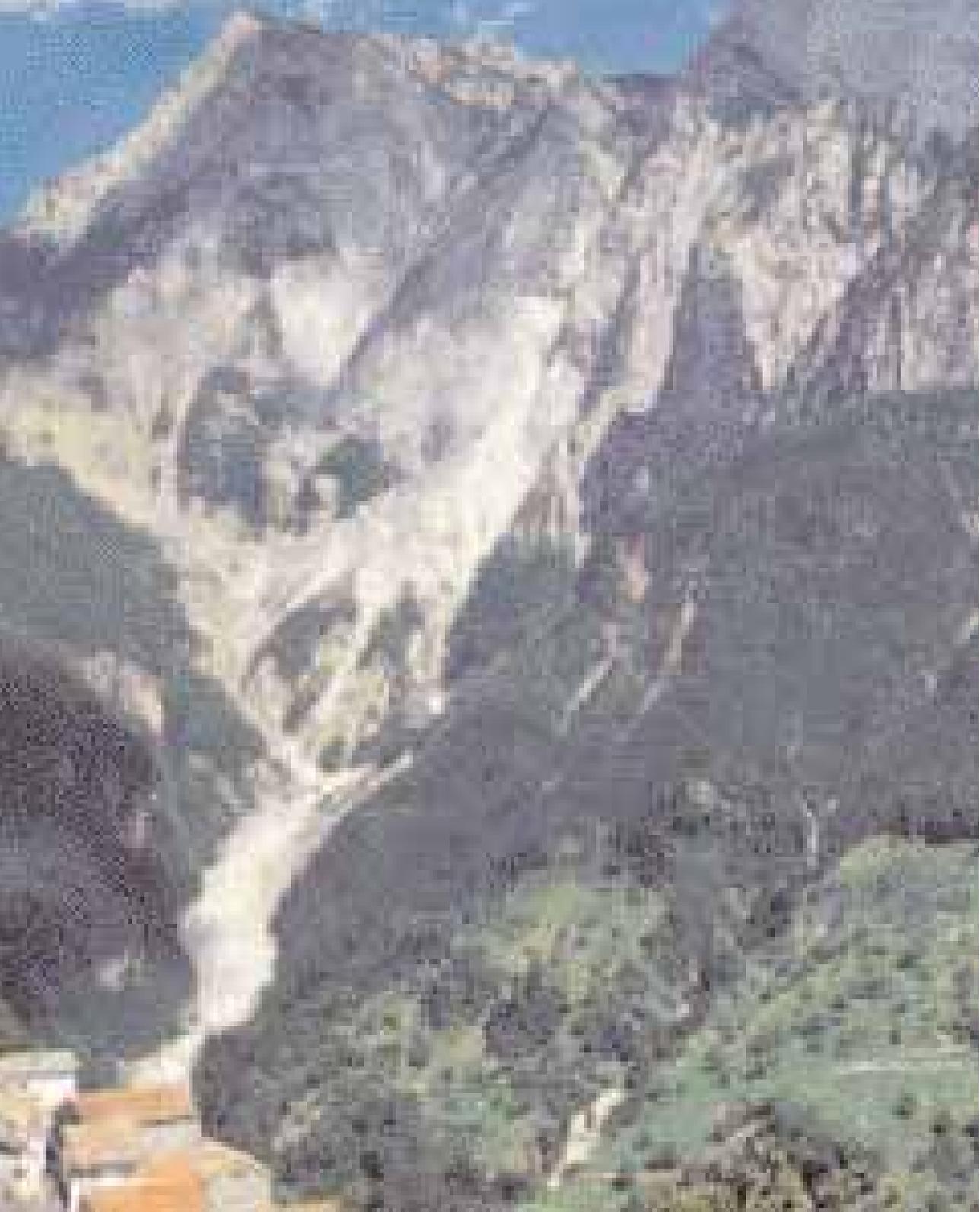
Fig.13.17 - Dente dell'ittiosaurò ?*Cymbospondylus* (Clap di Val, Forni di Sotto, 2x).



Fig. 13.18 - Frammenti del vegetale ?*Voltzia* (Culzei, Prato Carnico, 1.7x).

14. TRIASSICO SUPERIORE (CARNICO)

228-220 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

L'inizio del Triassico Sup. non sembra portare sostanziali novità nell'evoluzione geologica dell'alto Friuli. Il passaggio dal Ladinico, ultimo piano del Triassico Medio, al Carnico, primo del Triassico Sup., avviene senza particolari segnali, tranne alcune tracce di emersione (con ridotti spessori di bauxite). Ma appena superato il limite temporale nuovi cambiamenti ci attendono.

Ormai sappiamo che nell'evoluzione geologica di un territorio come il nostro la stabilità è sempre una condizione effimera. Prima o poi qualcosa interviene a mescolare le carte, dando inizio ad una nuova mano. Non ne siamo del tutto certi, ma a questo punto se non siamo proprio sul punto di finire la partita, giocata tra scogliere e bacini, ci sentiamo prossimi alla chiusura di un'importante fase. L'impressione si dimostra corretta.

Di lì a poco assistiamo ad una rapida riorganizzazione dei domini ambientali e delle relative zone di influenza. Alcuni settori per breve tempo emergono. In essi i precedenti depositi carbonatici (**PAC**) vengono sottoposti a processi carsici che producono parziali dissoluzioni. Altri settori invece, e sono la maggior parte, in tempi successivi tendono ad abbassarsi. Così facendo si trasformano in fasce marine tendenzialmente profonde.

I corpi di scogliera continueranno a proliferare, in alcune zone, anche nel Triassico Sup. La riorganizzazione subita dal settore carnico-tarvisiano non ha cancellato la possibilità di sviluppo delle comunità di biocostruttori.

Ben presto nuovi corpi di scogliera (Dolomia Cassiana, **DC**) cominciano ad espandersi radialmente partendo da piccoli nuclei inizia-

li. Anche in questo caso le scogliere avanzano, per meglio dire, progradano verso le zone di mare più aperto. In queste zone più profonde sono convogliati, come spesso accade, sabbie e fanghi carbonatici (Fm. di San Cassiano, **SC**) originati dal parziale disfacimento delle scogliere stesse.

Sono sabbie chiare, calcaree, e breccie ricche di frammenti fossili anche di grandi dimensioni: i cosiddetti bioclasti. Miliardi di frammenti calcarei che, assecondando la forza di gravità, scivolano oltre la rampa frontale del corpo biocostruito, la scogliera, fino a raggiungere le zone più profonde, le aree bacinali. Assieme ai frammenti vediamo franare occasionalmente anche singoli blocchi coralliferi superiori al metro cubo (fig. 14.2).

Questa non è l'unica novità. Tra i Torrenti But e Chiarsò (Tolmezzo-Paularo) e il meridiano di Sauris, quella che a prima vista avrebbe dovuto essere una vasta zona lagunare (la fascia di retroscogliera, la laguna bordata dal corpo massiccio biocostruito della Dolomia Cassiana, **DC**) appare decisamente... anomala.

Non potremmo definire in altro modo questa strana laguna. Noi che siamo stati abituati, nel nostro lungo viaggio temporale, a lagune basse e tranquille con sedimenti calcarei



Fig. 14.2 - Fm. di San Cassiano (**SC**) affiorante nel Rio dell'Ambruseit, affluente sinistro del T. Chiarsò. Si nota, in particolare, un blocco di calcare di scogliera (Dolomia Cassiana, **DC**) franato dalla scogliera stessa e inglobato nei depositi calcarei stratificati che si formavano al suo fronte, in condizioni di mare più profondo. La barra misura 15 cm.

Fig. 14.1 - Il dirupato Rivolo di Lovea con il versante settentrionale della Creta del Mezzodì (1806 m). In primo piano, lungo il versante destro del Canale d'Incarajo, si scorge uno scorcio dell'abitato di Rosa dei Venti. La Creta del Mezzodì conserva il passaggio tra i depositi giallastri della Fm. di San Cassiano (**SC**) e la soprastante Dolomia Cassiana (**DC**), entrambe di età carnica.

fini ed omogenei, monotoni, sviluppati a perdita d'occhio, ora ci stiamo imbattendo in un ambiente che, pur continuando a poter essere definito lagunare, è dotato di una mobilità e di un dinamismo fino a questo momento sconosciuti.

Tornando con la memoria all'Anisico, ricordiamo come certe porzioni della laguna (sr) emergessero a causa di limitati sollevamenti tettonici verticali; nel caso della laguna di età carnica le cose vanno in modo differente e per noi decisamente inconsueto.

Osserviamo meglio. La sottostante scogliera ladinica (PAC), localmente carsificata, è intersecata e a tratti smembrata da un sistema di faglie verticali (cfr. fig. 13.7). In tal modo si sono andati formando dei gradoni sottomarini che individuano un settore in debole abbassamento (subsidenza tettonica). Dalle ridotte scarpate di faglia - i gradoni morfolo-

gici - vediamo franare piccole porzioni della scogliera ladinica che, in blocchi e frammenti, si accumulano al piede delle pareti formando orizzonti di breccie potenti da uno a poche decine di metri (Fm. della Val Degano, **De₁**).

Il mare intanto si sta riappropriando del settore carnico coprendo sia la zona centrale, in debole ma progressivo abbassamento tettonico, sia i suoi margini. Su questi ultimi si stanno sviluppando i nuclei della nuova scogliera di età carnica (**DC**), comprendente una laguna (**De**) che un milione di anni più tardi (pochi minuti per noi crononauti!) sarebbe diventata molto anomala.

Calcari ben stratificati e meno frequenti marne (**De₂**) sono gli iniziali depositi di questa laguna (figg. 14.3 e 14.4) e si distribuiscono sull'intero settore carnico. Durante il loro accumulo notiamo che le acque lagunari sono percorse da ricorrenti onde anomale.

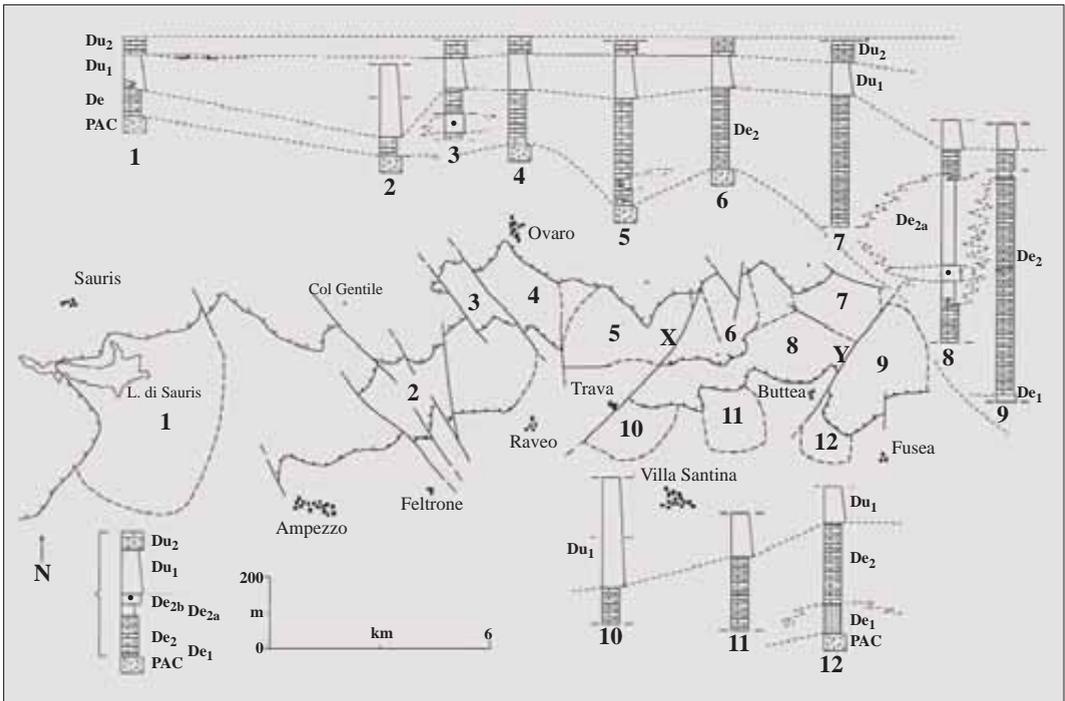


Fig. 14.3 - Colonne stratigrafiche misurate nei settori (1-12) in cui affiorano le Formazioni della Val Degano (**De**) e di Dürrenstein (**Du**). Le linee di Trava (**X**) e di Buttea (**Y**) sono interpretate come faglie attivate nel Carnico (Triassico Sup.). Allo stesso sistema appartiene la linea But-Chiarsò, elemento principale tra le paleofaglie sinsedimentarie triassiche dell'intera catena carnica, collocata appena oltre il limite orientale del disegno e presente nella Carta Geologica.



Fig. 14.4 - Successione calcarea e marnosa che caratterizza la parte inferiore della Fm. della Val Degano (De_2) di età carnica (Triassico Sup.). Questo affioramento, situato lungo la strada che risale la Val Degano, di fronte al ponte per Muina, registra il passaggio tra il Ladiniaco e il Carnico (Triassico Medio e Sup.).

Sono l'effetto più percepibile prodotto da periodici terremoti che scuotono i fondali e danno luogo a faglie sub-verticali con deboli spostamenti dei lembi. Col tempo la subsidenza tettonica si localizza in una fascia ben precisa, confinata tra Zuglio (Valle del T. But, dove agisce la paleofaglia But-Chiarsò) e Ovaro (Valle del T. Degano). È l'attività di un sistema di faglie, orientate circa NE-SW, a guidare l'abbassamento accelerato del settore.

Tra Zuglio ed Ovaro, all'interno della vasta laguna carnica, comincia ad individuarsi una sorta di fossa sottomarina in progressivo sprofondamento.

Più che una fossa è una sorta di gigantesco catino, allungato secondo la direzione delle faglie (NE-SW). Un catino sommerso, ampio molte decine di chilometri quadrati.

Dall'alto, osservando la superficie della laguna, l'unico sostanziale cambiamento è quello del colore dell'acqua. Lì, dove i fondali lentamente si abbassano, il mare da limpido e chiaro si fa blu intenso e perde trasparenza. È il segnale che in quel punto le acque si sono fatte più profonde. Per ora solo alcune decine di metri.

L'esperienza ormai ci guida nello scorgere ed intuire anche le cose nascoste. In questo caso riusciamo ad immaginare le condizioni di quei fondali depressi e i relativi sedimenti che vi si accumulano. In quel tratto più profondo di laguna la circolazione delle acque è molto limitata. Il ricambio e l'ossigenazione sono confinati ai primi metri, quelli più superficiali. È in quei pochi metri superficiali che vive la quasi totalità degli organismi, in gran parte costituiti da unicellulari.

Il fondale sottomarino è dunque coperto da acque a scarso ricambio, e quindi poco ossigenate. Questa è una delle condizioni che possono favorire la conservazione, allo stato fossile, degli abbondanti organismi che vivono prossimi alla superficie marina e che alla morte decantano sul fondo. Ne risultano sedimenti ricchi in materia organica non decomposta ai quali, con il passare dei milioni di anni, l'osservazione geologica aggiungerebbe l'aggettivo "bituminoso", conquistato con il concorso dell'attività batterica, del seppellimento e del riscaldamento crostale.

Ma di quale tipo di sedimento si tratta? Tenendo presenti i depositi accumulati nella laguna "normale" (De_2) che circonda questa sorta di catino naturale, sicuramente si tratterà di sedimenti calcarei fini (le cosiddette micriti, ossia i fanghi a composizione calcarea), originati per decantazione (lenta caduta gravitativa) e organizzati in lamine millimetriche (De_{2a}). Inoltre, date le marne presenti normalmente nella laguna (De_2), in questa porzione più profonda potranno trovarsi anche marne e marne calcaree, ancora una volta organizzate in strati sottili e laminati (De_{2a}).

A questo punto, visto che lo possiamo fare, controlleremo in diretta le nostre deduzioni.

Dobbiamo effettuare tutte le nostre osservazioni prima che lo scorrere del tempo ci porti oltre la stessa esistenza della laguna.

Ci immergiamo dove l'acqua da azzurra e trasparente comincia a sfumare verso i toni cupi del blu. Raggiungiamo i fondali, scarsamente illuminati e per nulla ossigenati. Subito affondiamo fino alle ginocchia nei fanghi calcarei nerastri (micriti) e nelle future marne calcaree. Stiamo toccando con mano i calcari bituminosi laminati che 225 milioni di anni dopo affioreranno tra Zuglio e Ovaro!

Comunque, come già accaduto altre volte, non siamo riusciti a prevedere tutto.

Nell'immaginare le condizioni del nostro enorme catino lagunare abbiamo trascurato il lato "dinamico" dell'ambiente. Abbiamo osservato l'insieme come si trattasse di una fotografia e non di un filmato. Ora, immersi nella penombra della laguna carnica più profonda, con il tempo che scorre veloce verso il presente, potremo aggiungere altri partico-

lari all'evoluzione geologica della Carnia centrale.

Mentre il fondo del catino lagunare è piatto, i suoi margini, dotati di una debole ma percepibile inclinazione, si ricordano alla parte di laguna rimasta poco profonda. Da questi margini a debole pendenza è frequente che si scollino pacchetti di lamine calcaree (**De_{2a}**) appena deposte, ancora soffici, non litificate, spesse da pochi centimetri fino ad un metro ed oltre. Scivolando con esasperante lentezza si fermano a qualche decina di metri dalla zona di scollamento dando luogo a strati ripiegati e contorti (fig. 14.5).

In geologia sono riconosciuti ed indicati con il termine *slump*. Sono destinati a conservarsi all'interno della successione rocciosa a testimonianza dell'originaria instabilità e pendenza del fondale. Spesso lo *slumping* (il processo di scivolamento) è innescato da eventi sismici le cui vibrazioni scuotono i fondali producendo instabilità nei sedimenti più superficiali.



Fig. 14.5 - Fm. della Val Degano (**De_{2a}**). Successione calcarea fine di età carnica deposta in una laguna in approfondimento. Nella parte alta dell'affioramento si nota un treno di arricciamenti e convoluzioni dati da scollamenti di pacchetti di lamine calcaree ancora soffici scivolatoe parzialmente verso le zone più profonde. Tornante della mulattiera che collega Truia a Madonna di Truia, appena fuori carta. Gli strati laminati più spessi raggiungono i 4-5 cm.

Saranno proprio i ricorrenti terremoti e i movimenti delle faglie interne alla laguna a generare nuovi e inattesi cambiamenti.

Riprendiamo ad osservare il territorio, o meglio i fondali sottomarini, dato che ormai tutto il territorio friulano qui preso in considerazione si trova in condizioni sommerse. Le faglie distensive che continuano ad approfondire la parte centrale della laguna carnica proseguono nella loro attività.

Verso meridione, esternamente all'area carnica, a qualche decina di chilometri da qui, le medesime distensioni favoriscono la risalita di magmi basici. La loro effusione dà luogo a modesti coni vulcanici che, sotto forma di isole, emergono dal mare del Triassico Sup.

Si ripresenta, a scala molto diversa, una sceneggiatura già letta durante il Ladinico. Isole vulcaniche che emergono dal mare e che, inevitabilmente, sono sottoposte ad erosione fluviale. Storie di sabbie e limi prodotti dallo smantellamento e dall'alterazione superficiale.



Fig. 14.6 - Arenite e marne turbiditiche della Fm. della Val Degano (**De_{2b}**) deposte in una laguna profonda, di età carnica, che occupava il settore oggi compreso circa tra Vinaio e Zuglio. Affluente destro del T. Chiantone.

Sabbie e limi che dalle zone di origine sono convogliati verso le fasce marine più depresse, quelle bacinali.

La parte più profonda della laguna carnica, pur senza aver letto il copione ladinico, si attiene in modo impeccabile ad esso. Ecco che allora, nella sua parte più depressa e centrale, sopra ai calcari laminati e alle marne (**De_{2a}**), comincia ad accumularsi una successione di torbide sabbiose e marnose (fig. 14.6) il cui spessore complessivo finisce col raggiungere i 45 m (**De_{2b}**). Poca cosa, geologicamente parlando, ma molto fuorviante per noi che, scesi sui fondali per osservare il particolare, abbiamo perso di vista il quadro evolutivo generale.

Questo cambio di litologia ci coglie di sorpresa, lasciandoci interdetti. Non l'avevamo proprio messo in conto. Sulle basi degli strati turbiditici si formano le tracce lasciate dai flussi di corrente. Sono dati precisi che tramanderanno ai geologi del tardo Olocene la provenienza di quelle sabbie di origine vulcanica: da sud-ovest, in accordo con la geometria della fascia subsidente, a sua volta delimitata da un sistema parallelo di faglie sinsedimentarie*.

Risaliamo in superficie e ci solleviamo quel tanto che basta per cogliere una panoramica sui quadranti meridionali. Appena in tempo per scorgere in lontananza, verso destra, quanto resta dei coni vulcanici ormai estinti e quasi spianati dall'erosione. Giusto un attimo prima che il mare si riappropri di quelle piccole isole vulcaniche e che, sotto di noi, nel tratto più profondo della laguna, riprenda la normale sedimentazione calcarea.

Nuove micriti laminate e marne (**De_{2a}**) sono destinate a ricoprire le arenite e marne turbiditiche (**De_{2b}**). Queste resteranno a testimonianza diretta di una complessa evoluzione geologica dominata dalla tettonica sinsedimentaria attiva 225 milioni di anni fa.

* Sono definite così quelle faglie che si formano e continuano ad agire contemporaneamente alla sedimentazione, guidandola ed influenzandola direttamente.

Dopo le micriti laminate e marne (**De_{2a}**) si ripropone, di lì a poco, la formazione di calcari stratificati e marne lagunari di mare basso (**De₂**).

Il passaggio progressivo a sedimenti via via meno profondi ci conferma che per il momento nel settore carnico sono terminati i movimenti verticali. Le faglie sinsedimentarie non sono più attive, la parte centrale della vasta laguna di età carnica ha smesso di abbassarsi e di sprofondare.

L'accumulo di nuovi sedimenti calcarei, prodotti dalla lenta sedimentazione di resti di microrganismi e dal disfacimento di alghe calcaree, colma il dislivello ancora esistente tra la parte profonda della laguna ed i suoi margini.

In altre parole, l'aspetto della laguna carnica è tornato ad essere quello iniziale (**De₂**), con acque basse, profonde al massimo una decina di metri, trasparenti e tranquille. Per il momento.

Osserviamo meglio il territorio per tentare di comprendere le ragioni della diffusione del corpo massiccio di scogliera e della laguna ospitata al centro dello stesso. Ci accorgiamo che sono due le principali condizioni capaci di fornirci la soluzione. L'elevata proliferazione

degli organismi biocostruttori ed incrostanti che con il loro rapido sviluppo, generazione dopo generazione, danno luogo ai corpi di scogliera, e la stabilità momentanea del livello marino globale.

Se quest'ultimo si mantiene stabile le nuove generazioni di biocostruttori non possono espandersi... verso l'alto, ma trovano spazio vitale, ossia basse profondità che garantiscono temperatura e luce in dosi ottimali, solo estendendosi... orizzontalmente.

I detriti sottomarini prodotti continuamente all'esterno del corpo biocostruito sono l'utile avanguardia della scogliera vera e propria. Un'avanguardia utilizzata letteralmente per "spianare la strada", colmando i dislivelli delle zone bacinali, verso le quali avanzano.

Questo è quanto vediamo accadere durante il Carnico inf. nelle zone orientali, ad est del meridiano di Paularo. Il settore occidentale, invece, si configura come un'area interna al corpo di scogliera s.s. di età carnica.

Un settore questo a vocazione lagunare con acque riparate e sedimentazione tranquilla. Eppure, quella placida vasta laguna "solo" un milione di anni dopo avrebbe cessato di esistere.

Scheda delle unità

Fm. di San Cassiano (SC)

Età: Carnico inf. (Triassico Sup.).

Fossili: Radiolari, poriferi, coralli, briozoi, brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi, crinoidi, echinoidi (nei blocchi carbonatici franati dalla scogliera sono presenti alghe, spugne, coralli, bivalvi, radioli di echinoidi).

Litologie: Calcareniti, calciruditi con sparsi blocchi carbonatici, calcari micritici, marne, peliti scure, areniti.

Spessore: Da pochi metri a parecchie decine.

Dolomia Cassiana (DC)

Età: Carnico inf. (Triassico Sup.).

Fossili: Alghe, foraminiferi, poriferi, coralli.

Litologie: Dolomie massicce, calcari dolomitici e calcari in banchi. Locali calcari stromatolitici

e occasionali banchi a oncoidi algali.

Spessore: Raggiunge 600 m di spessore massimo.

Fm. della Val Degano (De)

Età: Carnico inf. (Triassico Sup.).

Fossili: Alghe, frammenti vegetali, foraminiferi, coralli, brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi, echinoidi, crinoidi, ostracodi, pesci, rettili costieri e terrestri.

Litologie: Calcari a bioclasti e marne con sottili e sporadiche intercalazioni arenitiche tufitiche (**De₂**); rare brecce e conglomerati carbonatici verso la base dell'unità (**De₁**) a volte passanti a sottili livelli di carbone; calcari bituminosi laminati (**De_{2a}**), areniti e marne torbiditiche (**De_{2b}**).

Spessore: È una formazione che si chiude lateralmente con spessori che da 0 m passano, in poche decine di chilometri, a massimi intorno a quasi 800 m.

Affioramenti

La Dolomia Cassiana (**DC**) e la Fm. di San Cassiano (**SC**) nel territorio cartografato si concentrano in pochi settori nei quali le estensioni degli affioramenti sono per lo più contenute. Sono presenti al Col dei Mughì e al M. Lastroni, rispettivamente a sud e a nord di Sappada; lungo il fondovalle del Piave, a sud di Sappada; alla Creta di Lovea (fig. 14.1), a sud di Paularo; nei Valloni di Rio Bianco e di Malborghetto.

Molto più estesi risultano invece gli affioramenti della Fm. della Val Degano (**De**). Si ritrovano solo a sud della congiungente Sauris-Ovaro-Arta e formano una fascia discontinua che ha i suoi massimi d'esposizione tra i Torrenti Degano e But, dove del resto insistono gli spessori più elevati dell'unità (fig. 14.3).

Punti... di vista

La Dolomia Cassiana (**DC**) e la Fm. di San Cassiano (**SC**) sono visibili, con passaggio continuo ben percepibile dal fondovalle, alle sorgenti del Rivolo di Lovea (fig. 14.1), mentre i caratteri della Fm. di San Cassiano (**SC**) si possono apprezzare con facilità sia lungo il corso Rio dell'Ambruseit (fig. 14.2), una miniera di dati geologici (purché lo si percorra in regime di magra!), sia nei pressi della confluenza del Rio Siera di Sappada nel Piave.

Per la Fm. della Val Degano (**De**) è utile soffermarsi sulle singole litofacies, tutte di estremo interesse. Le ruditi carbonatiche (**De₁**) trovano la loro migliore esposizione a est dell'abitato di Plugna (brece) tra Vinaio e Buttea, lungo il

taglio stradale (di poco fuori carta). In alternativa si suggerisce il Rio Ronchieson (conglomerati) a nord di Raveo, dove però la litofacies non compare in posizione basale ma come lente interna ai calcari e marne (**De₂**) che erode e rimaneggia. Questi ultimi, unitamente ai calcari micritici bituminosi e laminati (**De_{2a}**), sono per lunghi tratti egregiamente esposti lungo la strada comunale che conduce agevolmente a Trischamps, a sud del M. Arvenis.

Per la litofacies **De₂** si segnalano in particolare anche gli affioramenti di fondovalle del T. Degano, di fronte a Muina, un paio di chilometri a sud di Ovaro (fig. 14.4). Vi si ritrova, ben preservato, anche il contatto con la sottostante Dolomia dello Sciliar (**PAC**).

Anche la zona di Sauris offre alcune ottime esposizioni della Fm. della Val Degano (**De**), che qui appare sensibilmente più ridotta di spessore rispetto alle zone orientali. In particolare, si suggerisce la strada che sale da La Maina a Lateis, con affioramenti che proseguono indisturbati nel Rio Plottenploch nel quale è conservata la rapida transizione ai soprastanti depositi della Fm. di Dürrenstein (**Du**).

In aggiunta, il contatto diretto (debolmente carsificato) tra la Dolomia dello Sciliar (**PAC**) e i calcari e marne (**De₂**) è ben esposto lungo il taglio stradale alla foce del Rio Storto nel Lago di Sauris. La particolare litofacies arenitico-marnosa con caratteri torbiditici (**De_{2b}**) trova la sua migliore e ineguagliata rappresentazione in un piccolo (e ripido!) rio anonimo affluente del Rio Chias, a nord-est del M. Vas (fig. 14.6). Purtroppo la località, in carta, è... sotto la legenda.

Per saperne di più

- BARNABA P.F., 1955 - Interpretazione della serie sedimentaria (Trias medio superiore) del Vinadia in Carnia. *Boll. Soc. Geol. It.*, 74 (1): 158-182.
- CARULLI G.B., LONGO SALVADOR G., PISTOLATO M. & RAMPAZZO G., 1994 - Stratigraphy and Geochemical characterization of the Middle Triassic-Carnian Sequence of the Lumiei Valley (Carnia, Northeastern Italy). *Geol. Croatica*, 46 (1): 9-24.
- FARABEGOLI E. & LEVANTI D., 1982 - Triassic stratigraphy and Microfacies of the Monte Pleros (Western Carnia, Italy). *Facies*, 6: 37-58.
- SLEJKO F.F., CARULLI G.B., SALVADOR LONGO G., PETRINI R., & FLORA O., 2002 - Geochemical and isotopic evidence of the emersion of the Middle Triassic carbonate platform in the Western Carnian Alps (Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 57 (1): 45-52.



Fig. 14.7 - *Myophoria kefersteini* (Rio Furioso, Ovaro, 1x).



Fig. 14.8 - *Myophoria kefersteini* (Sezza, Tolmezzo, 0.5x).



Fig. 14.9 - "*Lopha*" *montiscaprilis* (Agrons, Ovaro, 1x).



Fig. 14.10 - Bivalve del genere *Pinna* (Cludinico, Ovaro, 0.8x).



Fig. 14.11 - Radioli di echinoide (Rio Lech, Sappada, 2.5x).



Fig. 14.12 - Corallo (Rio Lech, Sappada, 1x).

15. TRIASSICO SUPERIORE (CARNICO-NORICO)

220-204 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

Se avessimo scommesso sulla stabilità dell'ambiente lagunare di età carnica inferiore e sulla continuità, nel tempo, della sedimentazione tornata ora omogenea su tutto il settore carnico, avremmo clamorosamente perso.

Ancora una volta i cambiamenti sono alle porte. Quasi senza accorgerci i mutamenti prendono corpo intorno a noi modificando il tranquillo ambiente di laguna che accoglieva l'omogenea sedimentazione calcarea e marnosa. Un calo del livello marino causa una rinnovata erosione nei lontani settori meridionali.

In geologia una modificazione produce sempre una cascata di cambiamenti. Questi, con un effetto domino, si ripercuotono sui settori adiacenti. Ora la laguna carnica si sta trasformando, sotto i nostri sguardi partecipi, in un mare costiero molto basso nel quale, assieme a marne e strati calcarei, cominciano a depositarsi sabbie quarzoso-feldspatiche e limi (Fm. di Dürrenstein, **Du₁**, fig. 15.2).

Sono la propaggine più avanzata di una nuova pianura in progressiva espansione, da sud, verso il territorio carnico. Riconosciamo i fiumi, con il loro carico di sabbie, alcuni piccoli delta, passanti lateralmente ai cordoni litorali delle spiagge e, più al largo, scorgiamo le acque rese torbide dai fanghi che lentamente decanteranno sui fondali del mare aperto.

In questa fase ci stupisce - risultandoci inconsciamente illogico - percepire un verso di drenaggio fluviale esattamente opposto a quello che siamo abituati a considerare come l'unico possibile per il territorio friulano e la sua odierna pianura. Dobbiamo ricordare che la direzione e il verso del drenaggio idrografico sono in funzione dei rilievi, della loro posizione e distribuzione.

Fig. 15.1 - Creton di Clap Grande (2487 m). Vista da nord-est. Il prisma dolomitico, a pianta trapezoidale, è interamente formato da Dolomia Principale (Norico), ed è delimitato da faglie alpine che l'hanno ribasato rispetto alle successioni circostanti (Ladinico-Carnico).

220 milioni di anni fa di "rilievi alpini" nemmeno si poteva parlare senza coprirsi di ridicolo! Le Alpi avrebbero cominciato a formarsi, emergendo dal mare, più di 160 milioni di anni dopo.

Noi ora, con un artificio, stiamo descrivendo in presa diretta le caratteristiche e l'evoluzione dell'ambiente che genera ed ospita i sedimenti. Nella realtà c'è da chiedersi in che modo sia possibile ricostruire il passato remoto di un territorio.

Come accennato nel Cap. 2, è il geologo che "legge" la successione rocciosa come si trattasse di un libro. Un libro che raccoglie, istante dopo istante, pagina dopo pagina, strato su strato, dati, immagini, reperti. Come esemplificazione di questo concetto, può servire allo scopo la laguna carnica che, al culmine della propria evoluzione, viene letteralmente soffocata da occasionali depositi sabbiosi e fangosi.

Negli anni 2000 raccogliere un campione roccioso da uno strato arenitico di età carnica equivale ad affondare virtualmente una mano tra i granuli dell'antico sedimento deposto oltre 200 milioni di anni fa. Guardare al microscopio una "sezione sottile" di tale sedimento che con il tempo si è trasformato in roccia, equivale a raccogliere ed osservare con cura una manciata di quell'antica sabbia.

Analizzando i granuli di sabbia di questo esempio si riconosce una miriade di frammenti di vulcaniti acide. La loro composizione ci informa sulla natura dei rilievi sottoposti ad erosione. La mancanza di ghiaie ci suggerisce inoltre che il percorso del sedimento, dall'area di erosione a quella di accumulo, non può essere stato breve. In aggiunta, le direzioni di scorrimento dei fiumi, da sud e da sud-est, sono "fossilizzate" nei solchi erosivi fluviali, riempiti da barre sabbiose, che sottolineano l'andamento originario degli alvei.

La successione rocciosa, con i suoi precisi caratteri sedimentari, è dunque in grado di tramandare, attraverso le centinaia di milioni di anni futuri, l'aspetto originario del territorio e la sua complessa ed affascinante evoluzione.



Fig. 15.2 - Lungo il Rio Muina, a monte dell'abitato omonimo, affiora ben esposta la parte basale della Fm. di Dürrenstein (**Du₁**). Nelle Alpi Carniche è quasi ovunque formata da una successione di banchi arenitici rossastri che verso l'alto si intercalano a strati ed orizzonti marnosi e calcarei di mare basso (v. fig. 15.3).

Torniamo al nostro viaggio. Nella Carnia centrale del Triassico Sup. (Carnico) si registrano a tratti modesti movimenti verticali che creano ridotti cedimenti sottomarini (*slumping*). Le nicchie che si formano richiamano parte dei sedimenti sabbiosi che rapidamente colmano le depressioni.

Osservando con attenzione il territorio vediamo anche che alle sabbie ed ai fanghi, destinati a trasformarsi in areniti e peliti, si intercalano frequenti depositi calcarei e marnosi di mare basso (**Du₁**), (fig. 15.2). Sono organizzati in strati singoli oppure riuniti in banchi metrici. È il segnale che gli apporti terrigeni - le sabbie e i fanghi che provengono dall'erosione delle aree emerse, per capirci - non sono abbondanti.

Questo particolare ci fa riflettere e ci porta ad escludere che nelle zone meridionali si stiano sollevando tettonicamente dei settori

crostali. La quantità di materiale eroso (cfr. Triassico Inf., Fm. di Werfen, **W₄**) sarebbe di gran lunga più abbondante e persistente nel tempo. Da questo deduciamo che la causa che ha favorito il deposito terrigeno possa invece risiedere nel calo del livello marino. Esso, come unica causa probabile, può aver fatto emergere qualche moncone di rilievo vulcanico ladinico, già in precedenza smussato dall'erosione, sottoponendolo a rinnovati blandi smantellamenti erosivi.

Quanto segue sembra darci ragione. Le sabbie vulcaniche si fanno sempre più scarse e col passare del tempo diventano sempre più frequenti le intercalazioni marnose e, per il momento ancora subordinate, quelle calcaree (**Du₁**). Basta attendere e in meno di mezzo milione di anni, un breve istante alla scala dei tempi geologici, le sabbie vulcaniche cessano del tutto.



Fig. 15.3 - Rio Miozza, base della rupe sulla quale sorge la Pieve di Santa Maria di Gorto (552 m). Vi affiora la parte sommitale delle areniti, marne e calcari della Fm. di Dürrenstein (**Du₁**). È formata da abbondanti marne, con intercalazioni litarenitiche e calcaree in orizzonti stratificati più resistenti all'erosione.

Nel successivo milione d'anni il mare basso torna a popolarsi di organismi che gli apporti sabbioso-fangosi avevano momentaneamente allontanato. I calcari e le marne (**Du₂**) sono di nuovo gli unici sedimenti ad accumularsi sui bassi fondali marini. Le marne, che costituiscono una sorta di “fango misto”, composto da micrite e argilla, rappresentano, con la propria frazione argillosa, l'ultimo residuo fine di un apporto terrigeno che giunge dalle lontane aree emerse.

Di lì a poco anche gli strati marnosi si assottiglieranno progressivamente, fino a diventare delle semplici intercalazioni centimetriche tra uno strato calcareo e l'altro (**Du₂**). Questi più recenti calcari stratificati, depositi in un contesto di laguna aperta, culminano con la formazione di un banco dolomitico massiccio il cui spessore massimo è qualche decina di metri (fig. 15.4).

Ancora una volta il risultato della partita, che sembrerebbe ormai definitivamente vinta dal mare, sta per ribaltarsi. Lo farà in modo rapido e inaspettato. Di nuovo la causa del cambiamento è da cercarsi a sud, oltre Udine. Ora, nel Triassico Sup. (Carnico), quella stessa fascia crostale che già si era rivelata instabile durante il Triassico Inf. e il Triassico Medio (Ladinico), ritorna mobile e si frammenta tettonicamente.

Da un sistema di faglie risalgono abbondanti fusi magmatici che effondono sui fondali marini fino a formare coni che emergono. Una successione di isole vulcaniche interrompe la continuità della superficie del mare con una fascia emersa che si sviluppa, in direzione est-ovest, per alcune centinaia di chilometri.

Anche questo sembra un copione già letto. Dal territorio carnico, guardando verso sud, seguiamo l'ampliarsi delle isole, l'insistere su



Fig. 15.4 - Rupe della Pieve di S. Maria di Gorto, sponda sinistra del Rio Miozza. Lungo la parete affiora la Fm. di Dürrenstein (**Du**) con, nella porzione inferiore, areniti, marne e calcari (**Du₁**) che passano verso l'alto a successive marne, calcari e dolomie (**Du₂**). Si apprezza inoltre la netta discordanza angolare (~10°) presente in **Du₁**. Risulta dovuta a movimenti dei fondali connessi all'attività di faglie distensive sinsedimentarie di età carnica.

di esse delle erosioni torrentizie e fluviali, la trasformazione per erosione delle colate laviche in ghiaie e sabbie, l'avanzare verso nord dei prodotti del disfacimento erosivo, lo spostamento della linea di costa verso di noi, la trasformazione progressiva delle zone di mare basso in deltizie prima e di pianura alluvionale poi, e infine la modificazione radicale dei territori della Carnia (e di quelli dolomitico-lombardi) da marini a continentali. Ovunque un tappeto di fanghi rossi e sabbie finissime di ambiente fluviale prossimo alla costa (Fm. di Raibl, **Ra₁**) finisce per coprire i precedenti depositi calcareo dolomitici (**Du₂**). La pianura ha ripreso il sopravvento sul mare.

Forse l'ha fatto con la convinzione di restarci a lungo, senza ricordare che in geologia nulla è definitivo e la durata di ogni condizione è soggetta ad una complessa serie di variabili: climatiche, tettoniche, eustatiche (ossia le variazioni assolute del livello marino). Essendo "variabili" non possono che variare, sia nel tempo che nello spazio, dando continuamente

origine a infinite combinazioni. Gli effetti che ne derivano si ripercuotono e concretizzano nelle modificazioni ambientali.

Nel Carnico sup. l'affermazione della pianura replica un'evoluzione che la Carnia ha già sperimentato qualche decina di milioni di anni prima. Quasi 30 milioni di anni separano la vasta pianura di età permiana superiore (Arenarie di Val Gardena, **VG**) da questa, altrettanto ampia, di età triassica superiore. Unica differenza: gli apporti fluviali della pianura triassica superiore provengono da sud. Per il resto il copione è già stato scritto e collaudato.

E non ci stupisce assistere, anche nel Carnico come già avvenuto nel Permiano, al mare che riconquista lentamente le piatte terre emerse trasformandole in sottili lagune. Ancora una volta, come 30 milioni di anni prima, un clima caldo-arido si sta appropriando delle lagune trasformandole in enormi serbatoi evaporitici.

Migliaia di sottili livelli gessosi si alternano a strati dolomitici (**Ra₂**) formando elevati

spessori. Col tempo il livello marino si innalza modificando la laguna evaporitica in un mare basso a circolazione aperta. La sedimentazione si fa esclusivamente calcareo-dolomitica in strati sottili (**Ra₃**). La supremazia del mare è tornata totale.

Abbiamo ancora la possibilità di percepire un ultimo cambiamento: l'avvento della laguna di età norica (Triassico Sup.). Un'estesa piana marina in cui sedimenta un'inverosimile quantità di alghe a rivestimento dolomitico-calcareo, organizzate in livelli millimetrici, uno sovrapposto all'altro per centinaia di metri di spessore (Dolomia Principale, **DP**, fig. 15.1).

Da qui in poi, dal Triassico Sup. (Norico, 210 Ma fa) al Pleistocene sup. (circa 300.000 anni fa), il territorio in esame non preserva più alcuna registrazione di eventi deposizionali. Le rocce deposte sono state, col tempo, prima sollevate dalle spinte orogenetiche alpine e poi asportate dalle erosioni fluviali e dalle esarazioni glaciali pleistoceniche.

Quelle stesse successioni giurassiche e cretacee che qui mancano sono invece presenti nei settori appena a sud del territorio preso in esame. Ci raccontano di ambienti marini, da bassi a più profondi, di zone di altofondo sottomarino e di successioni sedimentarie calcaree e marnose.

Continuiamo a risalire il tempo attraversando i restanti periodi del Mesozoico: Giurassico e Cretaceo. Il nostro obiettivo è quello di raggiungere rapidamente il Cenozoico. È lì che la storia del territorio preso in esame si arricchirà di un nuovo avvincente capitolo.

Sarà proprio nel Cenozoico, alcune decine di milioni di anni fa, che l'area friulana comincerà a mostrare i primi segni evidenti di quella che col tempo diventerà una tappa di fondamentale importanza per i territori che stiamo osservando: l'orogenesi alpina.

Occorre innalzarsi per capire. È necessario sollevarsi di parecchi chilometri per estendere la propria visuale ben oltre le dimensioni del Friuli di allora. Solo catturando con un unico colpo d'occhio, dall'alto, lo scacchiere circummediterraneo del tempo, diventa possibile provare a comprendere i motivi che stanno alla base della nuova fase evolutiva attraversata dal territorio.

Una fase durante la quale il ruolo di protagonista non è più svolto dall'ambiente e dalla sedimentazione, ma dalle deformazioni di quelle successioni rocciose deposte nei milioni di anni precedenti.

Da qualche centinaio di chilometri d'altezza riusciamo agevolmente a percepire l'intero scenario delle collisioni crostali prossime venture.

Scheda delle unità

Fm. di Dürrenstein (Du)

Età: Carnico sup. (Triassico Sup.).

Fossili: Frammenti vegetali, bivalvi, gasteropodi.

Litologie: Areniti rosse, peliti, calcari micritici e marne, sporadicamente associati ad orizzonti metrici di carbone (**Du₁**); biomicriti, marne e, al tetto dell'unità, dolomie massicce (**Du₂**).

Spessore: Non raggiunge 200 m.

Fm. di Raibl (Ra)

Età: Carnico sup. (Triassico Sup.).

Fossili: Assenti.

Litologie: Peliti rosse a *caliche* (**Ra₁**), gessi e dolomie grigie brecciate (**Ra₂**), dolomie marnose, marne e rare argille varicolori (**Ra₃**).

Spessore: La potenza dell'unità è difficile da stimare con precisione, data la presenza di facies gessose che risentono di intense deformazioni alpine. Complessivamente non dovrebbe risultare inferiore a 600 m.

Dolomia Principale (DP)

Età: Norico (Triassico Sup.).

Fossili: Alghe, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi, crinoidi.

Litologie: Dolomie massicce microcristalline, dolomie stromatolitiche in fitte stratificazioni decimetriche.

Spessore: Nel territorio in esame raggiunge potenze non superiori a 600 m, a causa di elisioni tettoniche. Esternamente all'area di studio esso si aggira comunemente intorno a 1.500-2.000 m.

Affioramenti

Anche gli affioramenti delle F.ni di Dürrenstein (**Du**) e di Raibl (**Ra**) sono relegati a sud della congiungente Sauris-Ovaro-Arta, ma mentre i primi si diffondono pressoché continui lungo quasi tutto il margine meridionale del territorio cartografato, i secondi si limitano al settore compreso tra il Lago di Sauris e la Val Degano.

La Dolomia Principale (**DP**) è presente con l'unico imponente nucleo prismatico a pianta trapezoidale del Creton di Clap Grande, a sud di Sappada, delimitato da faglie sub-verticali a carattere distensivo (fig. 15.1).

Punti... di vista

Per la Fm. di Dürrenstein (**Du**) due in particolare sono le zone consigliate: il versante meridionale della rupe di Santa Maria di Gorto (figg. 15.3 e 15.4) e, di fronte ad essa, al di là del T. Degano, la strada di servizio che sovrasta la SS 355, tra il K.8 e il K.9. Al contrario, la Fm. di Raibl (**Ra**) in zona non offre mai esposizioni degne di nota.

Per quanto riguarda l'osservazione diretta della Dolomia Principale (**DP**) occorre raggiungere il Passo dell'Arco, mentre la visione più spettacolare della stessa si ottiene procedendo oltre, verso il Bivacco D. Del Gobbo.

Per saperne di più

CARULLI G.B., COZZI A., MASETTI D., PERNARIC E., PODDA F. & PONTON M., 2003 - Middle Triassic-Early Jurassic extensional tectonics in the Carnian Prealps (Eastern Southern Alps, N.E. Italy). *Mem. Sc. Geol.*, 54: 151-154.

COZZI A., 1999 - Tectonics and sea-level controls on shallow water carbonate platform development: a case study from the Upper Triassic Dolomia Principale, Southern Alps, northern Italy. PhD Dissertation. *John Hopkins University*, 411 pp., Baltimore (USA).

PULLÈ G., 1922 - Le miniere di litantrace del Monte Dobis in Carnia. *La Miniera It.*, 6: 353-358.



Fig. 15.5 - Il Creton di Clap Grande (2487 m) con la sua caratteristica sommità tabulare. Vista da nord-est.



Fig. 15.6 - Bivalve megalodontide (dintorni di Amaro, 1.5x).



Fig. 15.7 - Gasteropode (dintorni di Chiusaforte, 1.5x).



Fig. 15.8 - Modelli interni di gasteropodi (dintorni di Amaro, 2x).



16. MIOCENE

OROGENESI ALPINA

FASE NEOALPINA, STADIO PRINCIPALE

~ 23-5 MILIONI DI ANNI FA

Viaggiando nel tempo

Stiamo risalendo molto velocemente l'alto Mesozoico (Giurassico e Cretaceo). Gran parte dei territori è ancora sommersa dal mare. Naturalmente stentiamo ancora a riconoscere il Friuli di allora e con esso l'intera zona alpina ed appenninica.

Aiutano ad orientarci i margini di due blocchi crostali emersi e piatti: quello dell'Africa nord-occidentale e quello della costa atlantica dei futuri Stati Uniti, entrambi vagamente simili agli attuali. La loro distanza reciproca è per ora nemmeno un decimo rispetto a quella odierna: 180 milioni di anni dopo!

Se avessimo osservato questo stesso scenario 30 milioni di anni prima, durante la deposizione della Dolomia Principale (**DP**, Triassico Sup., Norico), i due blocchi, Africa ed America, sarebbero stati ancora una massa crostale unica e indivisa.

Noi ora, durante il Giurassico Medio (circa 180 milioni di anni fa), siamo testimoni diretti della loro separazione con la creazione, nella fascia di distacco, di un mare in progressivo approfondimento. È la nascita dell'Oceano Atlantico settentrionale il cui processo di espansione continuerà con velocità di 6-8 centimetri all'anno.

È importante essere riusciti a riconoscere questa frammentazione crostale e la relativa apertura oceanica. Le zone in rapida "oceanizzazione" sono marcate da acque molto profonde, riconoscibili dalle tonalità intense di blu. Ci spostiamo lungo uno stretto braccio di oceano che tra il Marocco e la Spagna di allora ci conduce verso i territori friulani.

Quello che vediamo non può essere più affascinante. Una fascia oceanica in progressivo ampliamento, ramo secondario dell'Oceano Atlantico, occupa le zone dell'attuale

Piemonte, della Liguria e degli Appennini settentrionali (fig. 16.2). Il clima e l'ambiente sono tropicali.

Guardiamo con maggiore attenzione il nuovo scenario per valutare il rapporto tra le zone friulane e questo antico oceano nel quale esse progressivamente sfumano.

Questo braccio oceanico minore, a differenza di quello atlantico al quale si collega, non sopravvisse che per un'ottantina di milioni di anni, da 175 a 92 milioni di anni fa, quando cominciò lentamente a chiudersi. Il Friuli d'allora, il Friuli subacqueo del tardo Mesozoico e dell'alto Cenozoico, con le relative successioni stratificate, sovrapposte alle precedenti rocce triassiche e paleozoiche, è ormai prossimo ad una fase di drastici cambiamenti.

Tra poche decine di milioni d'anni le cause primordiali alla base dei grandi movimenti tra le placche litosferiche avrebbero compresso, affastellato e sollevato tutto questo, distruggendo e stravolgendo non solo i paesaggi tropicali che ora stanno scorrendo sotto di noi, ma finendo anche per cancellare l'intero braccio oceanico, smembrandone i fini sedimenti sottomarini assieme alle lave accumulate su quegli antichi fondali.

Continuiamo ad osservare, mentre la danza mesozoica delle placche è solo all'inizio. Il nostro veloce scorrere attraverso il tempo è una sorta di film accelerato. Sotto di noi la lentezza dei movimenti geologici si trasforma in spostamenti ben percepibili.

Attraversiamo l'inizio del Cretaceo (145 Ma). L'Oceano Atlantico settentrionale continua ad ampliarsi a causa del progressivo allontanamento dei suoi due margini continentali, costituiti dalla placca africana (con Sud America, India, Antartide e Australia) e da quella nord-americana (con Europa e Asia). Il blocco africano trasla verso sud-est senza incontrare resistenze. Parallelamente anche l'Oceano Ligure-Piemontese non mostra crisi e procede nella propria espansione.

Fig. 16.1 - Piega asimmetrica di età alpina nei calcari triassici affioranti lungo il Rio Chiantone, a nord-est di Villa Santina. La deformazione è stata prodotta dagli sforzi compressivi attivi nel Miocene durante lo stadio principale della fase nealpina.

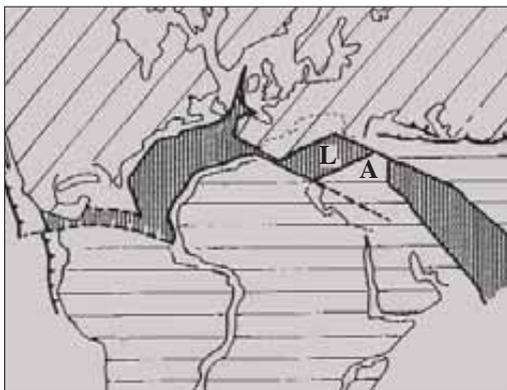


Fig. 16.2 - Giurassico Sup., circa 150 milioni di anni fa. Distribuzione dei blocchi crostali durante l'apertura dell'Atlantico centro-settentrionale. Si nota il raccordo tra l'Oceano Atlantico e l'Oceano Ligure-Piemontese (L), anch'esso in espansione. Quest'ultimo ha separato la Microplacca Apula (o Promontorio Africano), contrassegnata con A, dal blocco euroasiatico. (Da BERNOULLI & LEMOINE, 1980).

Spostiamo lo sguardo verso sud. Ci accorgiamo che l'Atlantico è ancora molto diverso dall'oceano che conosciamo. In effetti nel Cretaceo Inf. non c'è ancora nessuna traccia della sua porzione meridionale. Questo perché l'America del Sud si mostra ancora saldamente unita all'Africa, e insieme formano un unico blocco continentale. Nel suo moto di deriva verso sud-est l'Africa si sta portando appresso, per così dire, l'America del Sud.

Non per molto ancora. Ecco la ragione che stavamo cercando con attenzione. L'unione Africa-America del Sud entra in crisi esattamente 92 milioni di anni fa. Il risultato è una separazione... crostale. Tra i due blocchi si imposta una frattura (tuttora insanabile!) che rapidamente si allarga e si evolve in dorsale medio-oceanica.

I due margini continentali cominciano ad allontanarsi mentre lo spazio che si genera è sostituito da emissioni laviche sottomarine. Sotto forma di basalti danno origine a nuova crosta oceanica che si interpone ai due blocchi di crosta continentale (Africa ed America del Sud) in allontanamento reciproco.

In questo istante della storia, dall'alto della

nostra posizione geostazionaria, percepiamo la placca africana che comincia a ruotare, muovendosi in rotta di collisione con quella europea. Tra i due blocchi contrapposti c'è una sorta di cuscinetto crostale che fa da ammortizzatore: è la microplacca apula, un settore ampio migliaia di chilometri quadrati che qualcuno oggi vede come una propaggine del blocco africano, una sorta di respingente proteso verso nord.

La porzione più vulnerabile ed esposta allo scontro è la fascia settentrionale della microplacca apula. Comprende in particolare la fascia dolomitica, quella carnica e la tarvisiana. Saranno le loro successioni rocciose a risentirne direttamente.

In questo momento la condizione di debolezza del settore carnico-tarvisiano, osservato dall'alto, ci sembra quella di un'automobile stretta tra due camion che lentamente si avvicinano uno contro l'altro. Stiamo assistendo alla deformazione di un prisma roccioso spesso da 8 a 10 km: l'intera successione dall'Ordoviciano al Triassico e oltre, della quale abbiamo seguito, strato dopo strato, la genesi.

La gran parte degli effetti compressivi prende corpo negli ultimi 25 milioni di anni, durante la cosiddetta *fase nealpina*, la più recente delle tre fasi dell'orogenesi alpina (fig. 16.3). L'applicazione degli sforzi compressivi, che non si mantiene costante nel tempo, è più o meno coincidente con la direzione di avvicinamento del blocco africano.

Ne conseguiranno delle strutture deformative (pieghe e faglie) variamente orientate e distribuite all'interno del volume crostale. Tra 25 e 17 milioni di anni fa circa (Oligocene Sup.-Miocene Inf.) la spinta che genera lo sforzo compressivo è diretta circa NNE-SSW. Si forma un insieme di strutture deformative con direzioni grossomodo perpendicolari allo sforzo ed orientate circa WNW-ESE.

Nel territorio esaminato esse si concentrano in fasce ben precise e appaiono sotto forma di scorrimenti a basso angolo e faglie inverse a medio-alto angolo che traslano verso sud-sud-ovest le scaglie tettoniche che esse separano.

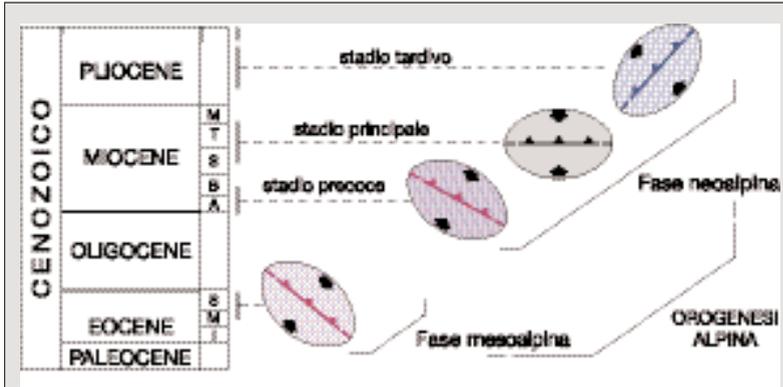


Fig. 16.3 - Distribuzione cronologica delle fasi compressive (orogenesi alpina) che hanno prodotto effetti deformativi nel settore oggetto di studio. Le frecce indicano l'orientazione dello sforzo compressivo. Le linee con i triangoli mostrano l'orientazione dei principali scorrimenti prodotti.

Queste strutture, collegate allo *stadio precoce* della fase neoalpina, sono in particolare evidenti nel settore del M. Dimon e in quello Creta di Aip-M. Auernig.

Nel primo settore è coinvolta la successione permo-carbonifera (**P, R, T**) e quella permiana sup. (**VG, B**). Nel secondo settore tali deformazioni sono ben espresse nella successione ercinica (**Di**) e nella sua diretta copertura discordante di età permiana superiore (**VG, B**).

Intorno a 15 milioni di anni fa (Miocene medio, Langhiano) la rotta di collisione del blocco africano cambia, attestandosi su una direzione meridiana. Da questo momento lo spostamento verso nord continua regolare fino a 7 milioni di anni fa (Miocene sup., Tortoniano sommitale). Nel settore in esame gli effetti deformativi più evidenti si realizzano proprio durante le compressioni N-S, durante quello che è definito lo *stadio principale* della fase neogenica.

Gran parte delle strutture tettoniche che caratterizzano l'alto Friuli (scorrimenti e pieghe) si sono generate durante questo stadio compressivo, collocato nell'intervallo Serravalliano-Tortoniano, da circa 14 a 7 milioni di anni fa (fig. 16.5). Inoltre, le stesse compressioni riattivano una serie di antiche linee tettoniche molto particolari. Sono le principali tra quelle "faglie sinsedimentarie" che si erano rese responsabili di passati movimenti verticali del territorio.

Sarebbe un po' come avere una torta di forma rettangolare appoggiata alla fine di un tavolo, contro una parete. Una torta sulla quale, preventivamente, sono stati effettuati dei tagli con un coltello, senza poi asportare le fette. Se ora la torta è lentamente spinta contro la parete alla quale è appoggiata, si può essere certi che, tra i numerosi effetti deformativi, si produrranno dei movimenti lungo i tagli della torta.

Questo perché le superfici di rottura sono, a tutti gli effetti, delle zone di debolezza che con facilità riprendono a muoversi durante l'applicazione di sforzi tangenziali.

Durante l'orogenesi alpina nel territorio del medio e dell'alto Friuli è accaduta più o meno la stessa cosa. I tagli già presenti nel volume crostale al momento delle compressioni alpine sono rappresentati dalle grandi faglie sinsedimentarie di un tempo.

Sono queste delle estese superfici tettoniche sub-verticali i cui piani, in momenti geologici particolari, si sono attivati frammentando la crosta. Accadde, per quanto riguarda il territorio in esame, nel Permo-Carbonifero, nell'Anisico-Ladinico e nel Carnico (Triassico).

Adesso, durante lo *stadio principale* della compressione N-S (fase neoalpina), due di tali faglie in particolare, con la loro riattivazione trascorrente (un movimento prevalentemente orizzontale dunque), condizionarono la distribuzione delle altre deformazioni del settore carnico. Le due faglie, ma sarebbe meglio

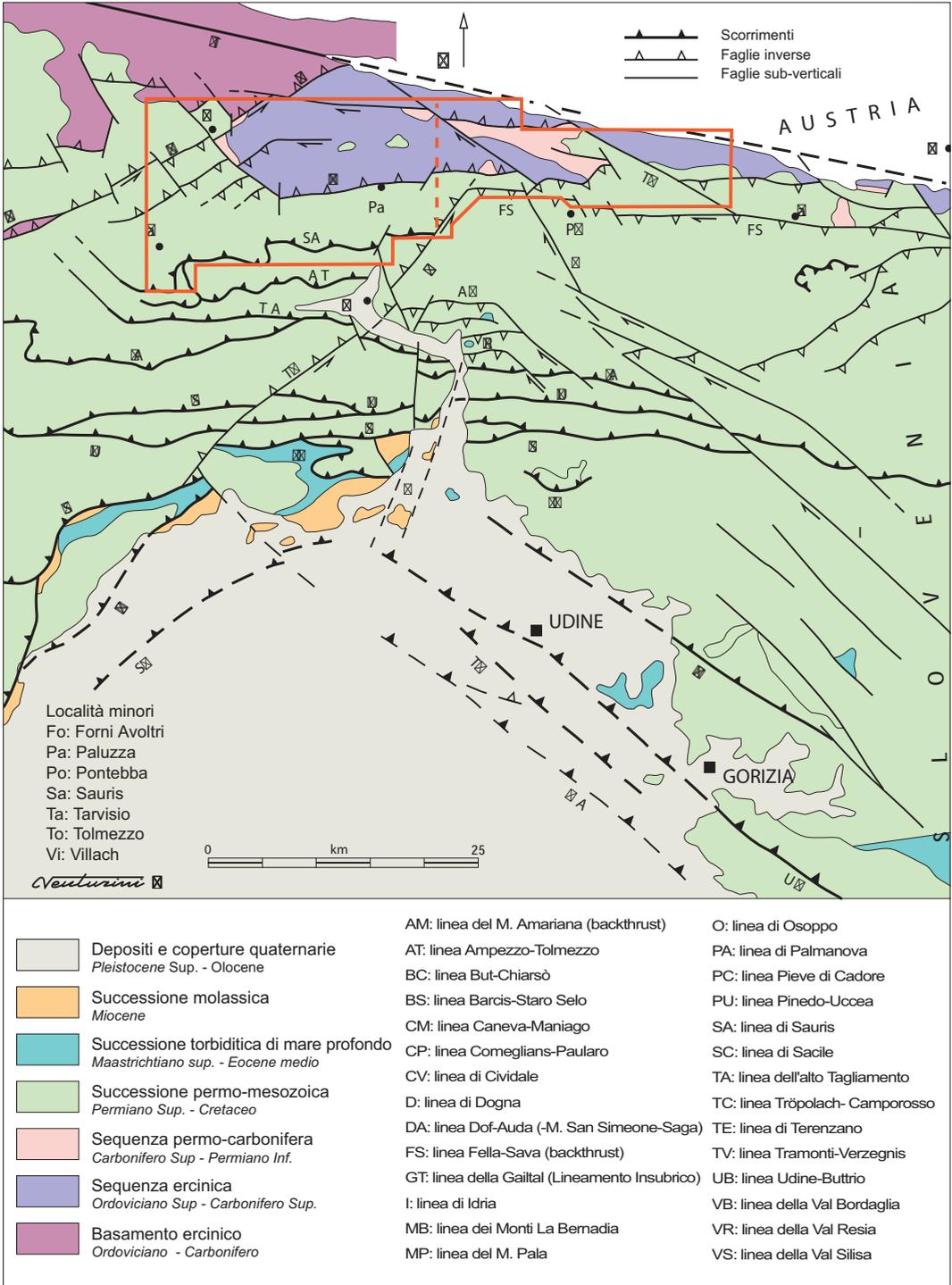


Fig. 16.4 - Schema deformativo sintetico del territorio friulano, veneto orientale e sloveno occidentale. L'area di studio (in rosso) copre un territorio di 1000 km².

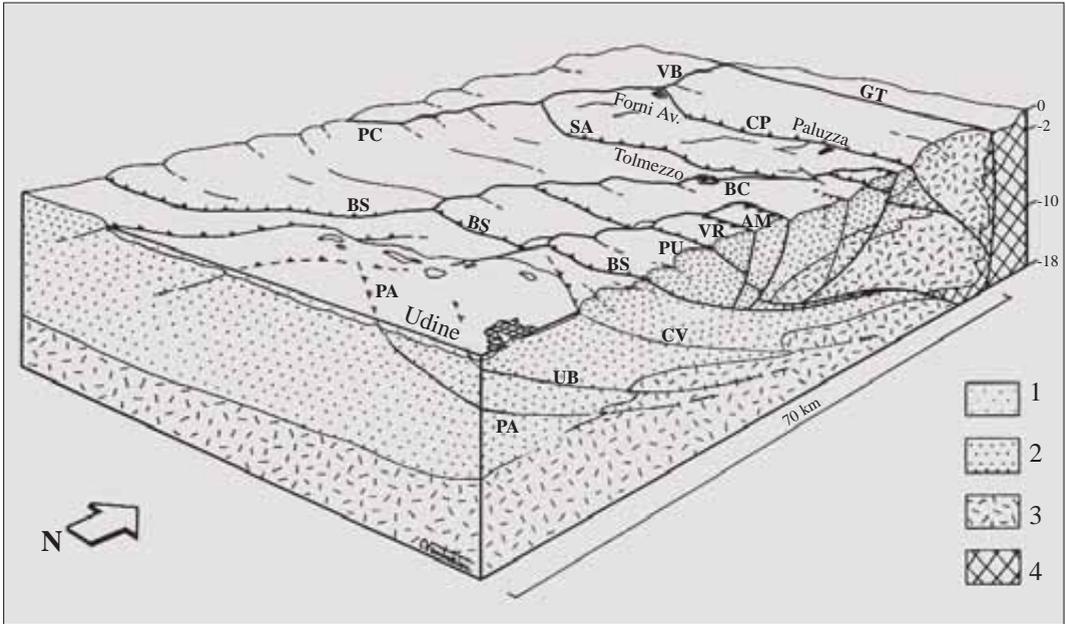


Fig. 16.5 - Schema tettonico che sintetizza l'assetto deformativo del Friuli centrale evidenziando scorrimenti e retroscorrimenti di età alpina. L'area presa in esame in questo volume coincide in parte col settore settentrionale del *block-diagram*. 1) basamento metamorfico ercinico (Ordoviciano-Carbonifero); 2) successione non metamorfica e anchimetamorfica ercinica (Ordoviciano Sup.-Carbonifero Sup.); 3) successione tardo- e post-ercinica (Carbonifero Sup.-Miocene); 4) successione quaternaria. Per le sigle cfr. fig. 16.4.



Fig. 16.6 - Vista sull'ampia valle del Fiume Gail (Austria) ripresa da sud-est. Nel fondovalle si estende l'ampio conoide di deiezione sul quale è sorto il paese di Reisach. Il modellamento della vallata, che conserva una visibile impronta glaciale, si è sviluppato in corrispondenza di una larga fascia di frammentazione tettonica. Questa è il risultato dei movimenti alpini sviluppati lungo la linea della Gailtal, porzione del più esteso Lineamento Insubrico.

chiamarle paleofaglie, sono rispettivamente la linea della Val Bordaglia e la linea But-Chiarso, orientate NE-SW (fig. 16.4).

La prima forma un fascio di piani ravvicinati, attivatosi nella zona di Forni Avoltri durante il Carbonifero Sup.; la seconda è un importante piano tettonico situato nella zona tra Paularo e Tolmezzo, immerge a medio-alto angolo verso nord-ovest e si è attivato nel Triassico Medio-Sup.

Altre antiche faglie sinsedimentarie si sono riattivate in senso trascorrente durante la compressione N-S. Sono di minore importanza rispetto a quelle sopra citate e hanno una direzione quasi opposta: WNW-ESE.

Quasi sempre non sono singole faglie ma gruppi di faglie ravvicinate. Ad esempio le linee della Val Degano, presenti tra Forni Avoltri e Comeglians; nel settore opposto si

riconoscono la linea Tröpolach-Camporosso, che unisce i due paesi omonimi e la cui continuità è interrotta da una faglia più recente che la taglia in due segmenti spostati uno rispetto all'altro di ben 6 km; le linee del M. Scinauz, cui appartiene la linea del Rio Bombaso (Passo Pramollo); la linea del Cason di Lanza, importante struttura che attraversa il passo omonimo.

Le principali strutture deformative createsi durante la compressione N-S sono faglie inverse e soprattutto piani di scorrimento con direzione E-W ed immersione a nord.

Le faglie inverse, per loro definizione, sono inclinate a medio-alto angolo, mentre gli scorrimenti sono superfici inclinate a medio-basso angolo. Non mancano i piani ad immersione opposta, verso sud, sia dell'uno sia dell'altro tipo, ma sono in numero limitato (fig. 16.8).

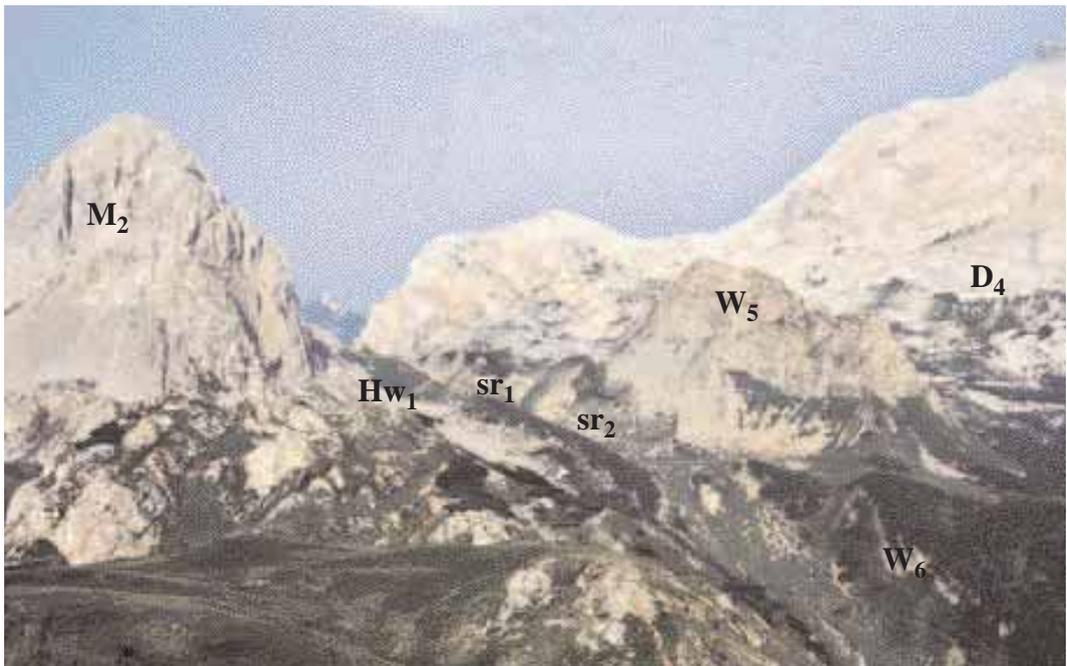


Fig. 16.7 - L'immagine sottolinea il significato tettonico della linea della Val Bordaglia, una delle strutture più importanti del comparto alpino orientale. Originatasi nel Paleozoico, è stata successivamente riattivata numerose volte con ruoli distensivi, trascorrenti e compressivi. In uno spazio ridottissimo si affiancano, in contatto tettonico, unità di età e storia deformativa molto differenti. Sullo sfondo (M. Volaia) si stagliano i Calcari di piattaforma (**D₄**, Devoniano), sulla sinistra, in primo piano (Creta di Bordaglia), affiorano i Marmi massicci (**M₂**), mentre al centro, letteralmente strizzato tra i precedenti, si erge un nucleo formato da calcari della Fm. di Werfen (**W_{5,6}**), alla cui base si addossano ridotti lembi tettonici della Fm. del Serla (**sr₂**), delle Arenarie di Val Gardena (**VG**) e della Fm. del Hochwipfel (**HW**).

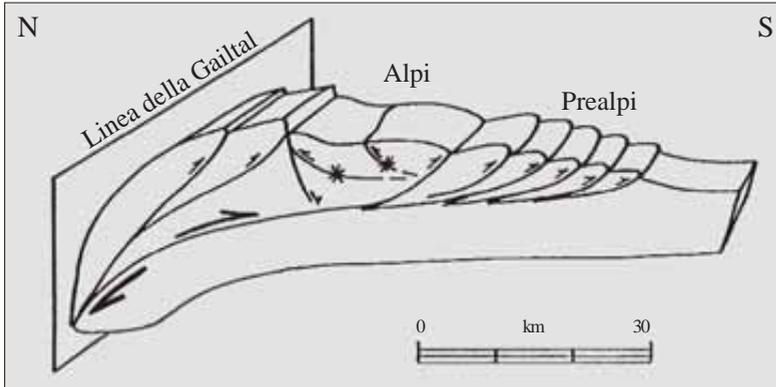


Fig. 16.8 - Schema semplificato delle deformazioni alpine del settore friulano centro-settentrionale, impostatesi durante lo stadio principale della fase neoalpina. Sono messi in evidenza gli embrici sudvergenti (scaglie tettoniche) e i retroscorrimenti (*), confinati questi ultimi sul retro della fascia prealpina (M. Plauris, Val Resia e M. Amariana).

Per comprendere in modo semplice e schematico l'assetto deformativo determinatosi in Friuli durante l'intensa compressione N-S basta immaginare... una decina di materassi, inizialmente accostati uno all'altro sopra un pavimento a formare una fila continua. Poi, con un po' di fantasia, pensate di cominciare a spingere l'ultimo della fila, magari con l'aiuto di un bulldozer. I materassi si infileranno uno sotto l'altro come una successione di gigantesche tegole embricate.

Nella realtà geologica i singoli materassi, uno accanto all'altro, rappresentano la successione rocciosa ancora indeformata. Dopo la compressione invece, ogni materasso diventa una "scaglia tettonica" e le superfici che li separano sono gli scorrimenti inclinati verso nord che delimitano le singole scaglie.

L'intero Friuli si è strutturato in questo modo durante la compressione N-S della fase neoalpina. In più, per adeguare ancor meglio il paragone alla realtà, durante la spinta ogni tanto qualche materasso si è inarcato... all'indietro e si è poi accavallato sviluppando un piano di scorrimento inclinato al contrario, verso sud.

Nella realtà geologica queste superfici di movimento (opposte e montanti verso l'interno della catena, dove sono massime le deformazioni) si chiamano, non a torto, retroscorrimenti (fig. 16.8).

Anche per l'alto Friuli, ossia la Catena Carnica, può essere applicato questo modello

schematico per semplificare la comprensione degli effetti deformativi legati alla gigantesca spinta crostale orientata N-S.

Osservando lo schema tettonico e l'inquadramento regionale (fig. 16.4) riportati nel foglio orientale della "Carta Geologica delle Alpi Carniche", si può cercare di capire meglio la strutturazione della catena.

Dobbiamo individuare le principali superfici di scorrimento tra un pacco di strati e l'altro, ognuno spesso anche un chilometro e più; le superfici che separano un materasso dall'altro, per intenderci. Nell'area esaminata, tra Forni Avoltri e Paularo, sono due le principali strutture compressive: la linea di Sauris, che in realtà forma un fascio di linee ravvicinate e parallele, e la linea Comeglians-Paularo.

Entrambe sono orientate E-W e i loro piani immergono a nord. È interessante osservare l'andamento in profondità dei piani delle due linee. Possiamo visualizzarli attraverso le sezioni geologiche A, B e C riportate nel foglio orientale della "Carta Geologica delle Alpi Carniche".

La prima e più esterna porzione della linea di Sauris ha un piano debolmente inclinato verso nord. Il pacco di rocce in movimento sopra questa superficie prima si è ripiegato in avanti (sezione A, terminazione meridionale), si è poi lacerato sviluppando un'enorme piega rovesciata che ha coinvolto le unità permiane superiori (B), triassiche inferiori

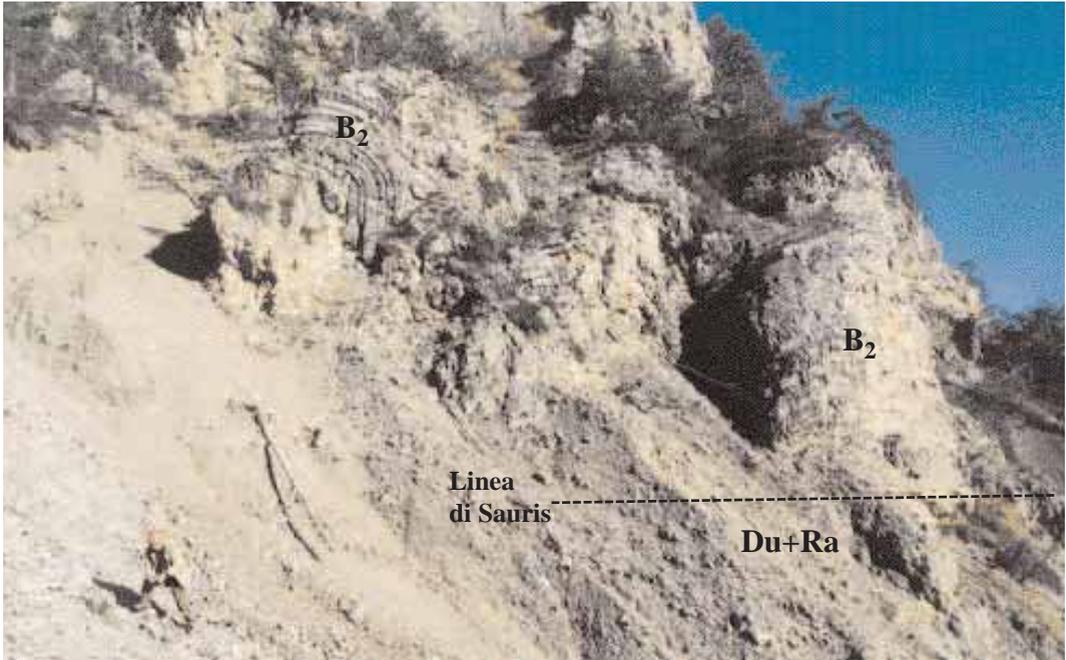


Fig. 16.9 - Effetti al fronte della linea di Sauris, scorrimento E-W generato durante la fase neoalpina (*stadio principale*, Miocene). Sulla destra della Val Degano, lungo la mulattiera che conduce da Mione all'alveo del Rio Miozza, la Fm. di Bellerophon (**B₂**) si accavalla sulla Fm. di Dürrenstein (**Du**) e di Raibl (**Ra**). A contatto con la superficie di movimento di età alpina (linea di Sauris) la successione calcarea stratificata (**B₂**) si deforma in fitte pieghe asimmetriche sud-vergenti.

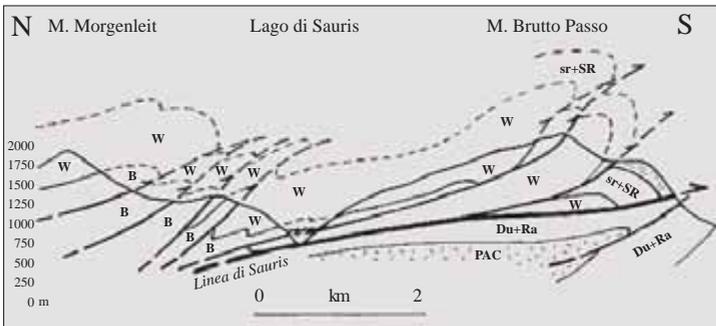


Fig. 16.10 - Deformazioni al fronte della linea di Sauris nel settore del lago omonimo, tra i Monti Morgenleit e Brutto Passo. Si nota un lembo preservato di piega anticlinale e, sul retro, risparmiato dall'erosione quaternaria, il lembo rovescio di una grande piega coricata.

(**W**) e triassiche medie (**sr**, **SR**, **Ba**). Il grande fronte ripiegato (figg. 16.9 e 16.10) è sovrascorso, ossia si è accavallato, sulla superficie della linea di Sauris, ricoprendo le unità triassiche superiori (**Du**, **Ra**). Queste, nell'esempio semplificato, formano... il materasso sottostante.

Se il territorio del quale stiamo ricostruendo l'evoluzione, si estendesse ancor più a sud per qualche chilometro, potremmo riconoscere

che anche le unità triassiche superiori si sono a loro volta accavallate sopra successioni rocciose di età più recente.

E così di seguito, fino alle zone dell'alta pianura friulana dove, nel sottosuolo, è presente il fronte di deformazione alpina più esterno (figg. 16.4 e 16.5).

Ancora più a sud, oltre Udine, quella stessa successione paleozoico-mesozoica (e cenozoica), che nella nostra zona d'indagine set-



Fig. 16.11 - Rio Chiantone (a nord di Villa Santina). Si nota il nucleo di una stretta piega asimmetrica generata durante lo *stadio principale* (Miocene) dell'orogenesi alpina a spese di una fitta stratificazione calcarea fine sedimentatasi nel Triassico Sup. (Carnico) e denominata Fm. della Val Degano (**De**). L'altezza della piega raffigurata è di circa un metro.

tentrionale affiora piegata e affastellata, è presente in profondità sotto oltre un centinaio di metri di alluvioni quaternarie.

In queste zone però, ormai esterne al fronte orogenico, la successione si presenta tabulare orizzontale, priva di deformazioni alpine. Tale zona costituisce il cosiddetto *avampaese* della catena alpina: quella zona ancora indeformata, verso la quale progressivamente migra un fronte di deformazione.

Zona che forse, in futuro, potrebbe essere interessata dalle deformazioni in migrazione verso sud e, per questo motivo, essere incorporata nella catena. Comunque, per il momento, come per ogni avampaese che si rispetti, la zona risulta ancora non deformata.

Nella parte più interna ed arretrata della linea di Sauris - quella che oggi raggiungeremmo scavando per 1,5-2 km in corrispondenza della Valcalda (Comeglians-Ravascletto-Paluzza) e della Val Pesarina - l'angolo di incli-



Fig. 16.12 - Fitte micropieghe registrate dalle litologie gessose (bianche) e dolomitiche (nere) della Fm. a Bellerophon (**B₁**). Sono l'effetto dello sforzo di taglio applicato durante le compressioni dell'orogenesi alpina. Fondovalle della Val Pontaiba (Treppo Carnico).

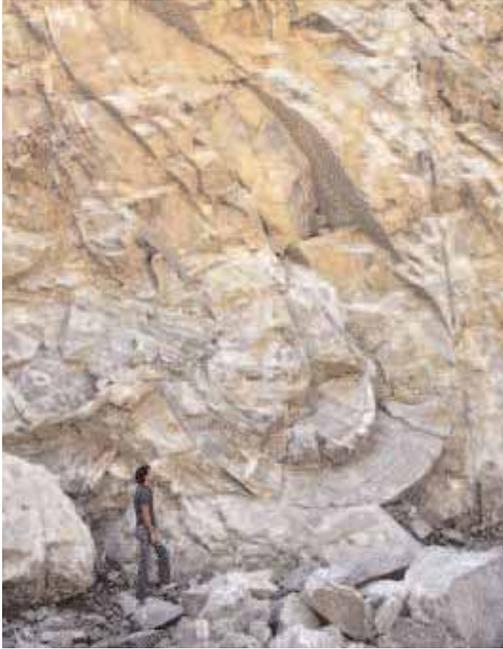


Fig. 16.13 - Nucleo di piega asimmetrica (*stadio principale*, fase nealpina) nei gessi laminati della Fm. a Bellerophon (**B₁**, Cava di Entrampo, Comeglians).

nazione del piano verso nord aumenta all'improvviso raggiungendo i 50°.

Questo tratto più ripido è caratteristico di un certo tipo di scorrimenti e viene chiamato rampa. Collega due segmenti a debole inclinazione di cui, in questo caso, riusciamo a toccare con mano solo quello sviluppato a quote più superficiali. Esso interseca la superficie topografica tra il Lago di Sauris, Ovaro ed Arta (cfr. la "Carta Geologica delle Alpi Carniche").

L'altra struttura compressiva significativa è la linea Comeglians-Ravaschetto. La sua caratteristica, rispetto alla linea di Sauris, è la costante alta inclinazione della superficie di movimento, attestata sui 60° ed immergente verso nord. Mentre la linea di Sauris per le sue caratteristiche di medio-bassa inclinazione può essere chiamata scorrimento, la linea Comeglians-Ravaschetto, per la sua inclinazione medio-alta, è denominata faglia inversa.

Le faglie inverse possono produrre elevati rigetti stratigrafici (semplificando il concetto:

producono consistenti sollevamenti del lembo che nella carta geologica è individuato da una serie di triangoli) ma esigui raccorciamenti orizzontali. Al contrario, i movimenti che si sviluppano lungo una superficie tettonica a debole inclinazione si associano quasi sempre anche ad elevate traslazioni orizzontali (per visualizzare in qualche modo l'effetto collegate il concetto all'esempio dei materassi).

Lungo la linea Comeglians-Paularo il rigetto verticale - ossia lo sfasamento verticale tra due punti che, prima dell'attivazione della faglia, giacevano affiancati sul medesimo strato ancora integro - si attesta intorno a 1,5 km.

Il raccorciamento - ossia la diminuzione dell'estensione orizzontale del settore dopo l'attivazione della faglia - non raggiunge il chilometro. Al contrario, il raccorciamento prodotto dalla linea di Sauris è stimato intorno ai 20 km, a fronte di un sollevamento verticale di "soli" 2,5 km.

Riguardo alla geometria della linea Comeglians-Ravaschetto si possono aggiungere altre interessanti considerazioni. Mentre non è possibile stabilire dove ed in che modo essa si chiuda verso oriente, oltre il M. Zermùla, sul lato opposto, la stessa termina contro una delle linee della Val Degano.

Sono queste linee, come già visto, un fascio di antiche faglie sinsedimentarie verticali (paleofaglie), orientate WNW-ESE, sviluppatesi tra Forni Avoltri e Comeglians, e riattivate con movimenti orizzontali (trascorrenti) durante le compressioni nealpine. Ebbene, una di queste faglie verticali, assimilabili ad uno dei tagli fatti alla torta usata come primo esempio, si comporta come "svincolo laterale" in trascorrenza e confina la linea Comeglians-Ravaschetto, faglia inversa.

In ultima analisi l'effetto più tangibile prodotto da questa faglia inversa è stato il sollevamento (circa 1,5 km) di un blocco crostale esteso oltre 200 km² e confinato tra la linea Comeglians-Ravaschetto stessa e le linee della Val Degano (cfr. la "Carta Geologica delle Alpi Carniche").

Il risultato più appariscente che ne deriva è l'esumazione dell'antica successione ordoviciano-carbonifera, già deformata nel Carbonifero dalle compressioni erciniche (circa 315 milioni di anni fa): la Catena Paleocarnica.

In pochi milioni di anni, meno di una decina, le unità del più antico Paleozoico sono portate a quote molto alte, le più elevate dell'intero Friuli.

Mentre il settore continua a sollevarsi l'erosione agisce smantellando con metodica pervicacia le successioni permo-triassiche che la ricoprono in discordanza. Ormai di esse non rimangono che pochi e ridotti lembi, arroccati sulle cime dei Monti Zoufplàn e Dimon.

Intanto ovunque, nel blocco crostale sollevato, cominciano a venire a giorno le unità del più antico Paleozoico, i muti testimoni dell'evoluzione raccontata nella prima parte del testo.

Se è stato possibile arricchire la storia evolutiva dell'alto Friuli con un capitolo iniziale lungo da 460 a 310 milioni di anni fa, lo dobbiamo alla linea Comeglians-Ravascletto!

Riguardando le sezioni geologiche A, B e C si osserva inoltre che la faglia inversa Comeglians-Ravascletto, nell'interpretazione in profondità dei dati raccolti in superficie, si innesta sulla rampa dello scorrimento di Sauris. La ripidità della rampa di quest'ultimo funge da guida favorendo lo sviluppo ad alto angolo, verso l'alto, della faglia Comeglians-Ravascletto.

Durante lo *stadio principale* della fase neoalpina le stesse spinte orientate N-S (Miocene) generano anche localizzati retroscorrimenti e faglie inverse con piani di movimento immergenti a sud. Non grandi cose, in questo settore occidentale del territorio rilevato, ma sufficienti a rendere ancora più complessa la strutturazione finale della catena alla quale contribuiranno anche le successive spinte crostali dello *stadio tardivo* (Pliocene), orientate NW-SE (fig. 16.3).

Sostanzialmente diversa appare la situazione deformativa nel comparto orientale del territorio rilevato (tra Paularo e Ugovizza).



Fig. 16.14 - Faglie secondarie (rigetto decimetrico) registrate nella Fm. di Werfen (**W5**) affiorante nel Rio Fuina (Val Pesarina). Il movimento, confermato dalle strie sui piani di faglia, è in compressione pura.

Durante lo *stadio principale* della fase neoalpina gli effetti più evidenti delle compressioni N-S sono proprio i retroscorrimenti o, per essere più precisi, le faglie inverse con piani immergenti a medio-alto angolo vero sud.

Sono faglie di estensione e significato regionali la cui presenza influenza tuttora l'assetto di estesi settori. Tra esse basti citare la nota linea Fella-Sava (fig. 16.4) e la sua vicariante: la linea dei Monti Pricot e Cerchio.

La prima accavalla verso nord la successione permiana sup. (**B**) sulle unità triassiche medie. La seconda, collocata al fronte della prima, spinge unità di età molto varia (Carbonifero-Triassico) a ricoprire successioni in gran parte paleozoiche antiche.

L'apparente accavallamento tettonico di unità più recenti sopra unità più antiche è un'evidente conseguenza di movimenti sin-sedimentari (precedenti alla compressione) che hanno modificato i rapporti geometrici iniziali tra le unità.

Può essere interessante notare che entrambe le faglie (linea Fella-Sava e linea dei Monti Pricot e Cerchio) si chiudono contro la linea

But-Chiarsò. Essa, ricordiamolo, è una di quelle faglie sinsedimentarie sub-verticali molto antiche (paleofaglia triassica) che durante le compressioni neoalpine si riattivano come zone di debolezza crostale (i tagli della torta!).

In ogni caso, durante le compressioni N-S, la linea But-Chiarsò si comporta come un binario di scorrimento che confina, verso occidente, sia la linea Fella-Sava sia la meno importante linea dei Monti Pricot e Cerchio.

Durante la stessa compressione N-S altre paleofaglie sinsedimentarie sub-verticali si riattivano come trascorrenti (movimento prevalentemente orizzontale). Sono la linea del Cason di Lanza e la più conosciuta linea Tröpolach-Camporosso. Entrambe orientate WNW-ESE furono importanti durante il Permo-Carbonifero per aver guidato con la loro attività l'evoluzione del bacino di Pramollo (v. Cap. 9).

Nel Miocene sup. gli effetti della compressione N-S si trasferiscono rapidamente dai settori settentrionali verso quelli meridionali, incorporando nella deformazione aree via via più vaste.



Fig. 16.15 - Piegia asimmetrica di età alpina che coinvolge un orizzonte a fitta stratificazione decimetrica facente parte della Fm. di Dont (**Do**). Rio dell'Ambruseit, tratto inferiore (Canale d'Incarojo).

Mentre il fronte deformato si sposta dunque verso la zona prealpina i territori dell'alto Friuli (Carnia) subiscono locali abbassamenti favoriti da una serie di faglie distensive subverticali, per gran parte orientate anch'esse E-W. Queste ultime sono presenti e decifrabili nella successione triassica affiorante a sud della congiungente Comeglians-Paularo, nei nuclei dei Monti Arvenis e Dauda e dei Monti di Rivo e Cocco (cfr. la "Carta Geologica delle Alpi Carniche").

Affioramenti

Si può affermare che, nell'area cartografata, le rocce più antiche del Pliocene hanno tutte risentito, in modo più o meno intenso, degli effetti prodotti dalle compressioni mioceniche. L'assetto deformativo dell'area investigata, ampia 1000 km², è dunque strettamente legato alle vicissitudini crostali che l'hanno coinvolta, incorporandola in un territorio vasto in pianta centinaia di migliaia di km².

Certamente le successioni d'età più recente del Carbonifero Sup. sono quelle che più di

ogni altra mostrano in modo chiaro le deformazioni sviluppate durante il Miocene. Al contrario, nelle successioni appartenenti al Paleozoico antico le deformazioni alpine hanno necessariamente interferito con quelle ereditate dall'orogenesi ercinica, attiva nel Carbonifero.

Da questo si deduce che solo le sporadiche coperture di età pliocenica e quaternaria sono esenti dagli effetti delle più potenti ed efficaci compressioni dell'orogenesi alpina, quelle di età miocenica.

Punti... di vista

Basta percorrere uno qualsiasi degli innumerevoli sentieri e mulattiere che attraversano le estese successioni di età permiana e triassica delle Alpi Carniche per riuscire a percepire, attraverso le poderose pieghe, le infinite fratture, le innumerevoli faglie, le improvvise distorsioni degli strati, quella che è stata la potente macchina deformativa messa in moto dalle compressioni alpine di età miocenica.

Alcuni dei siti didatticamente più significativi sono indicati nel Cap. 21.

Per saperne di più

- CARULLI G.B. & PONTON M., 1988 - Assetto tettonico dell'area di Paularo (Carnia). *Rend. Soc. Geol. It.*, 11: 247-250.
- CARULLI G.B. & PONTON M., 1988 - Interpretazione strutturale profonda delle Alpi Carniche Centrali. *Rend. Soc. Geol. It.*, 11: 251-252.
- CARULLI G.B. & PONTON M., 1993 - Interpretazione strutturale profonda del settore centrale carnico-friulano. *St. Geol. Camerti. Volume Speciale*, CROP 1/1A (1992) (2): 275-284.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L., 1992 - Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationship with the N-Apennines. *Annales Tectonicae*, VI (1): 62-94.
- CASTELLARIN A., FRASCARI F. & VAI G.B., 1980 - Problemi di interpretazione geologica profonda del Sudalpino orientale. *Rend. Soc. Geol. It.*, 2: 55-60.
- DISCENZA K. & VENTURINI C., 2002 - Evoluzione strutturale neoalpina del settore compreso fra Paluzza, Arta e Paularo (Alpi Carniche centrali). *Mem. Soc. Geol. It.*, 57 (1): 259-272.
- MERLINI S., DOGLIONI C., FANTONI R. & PONTON M., 2002 - Analisi strutturale lungo un profilo geologico tra la Linea Fella-Sava e l'avanpaese adriatico (Friuli Venezia Giulia - Italia). *Mem. Soc. Geol. It.*, 57 (1): 293-300.
- PONTON M. & VENTURINI C., 2002 - Il ciclo alpino. In: G.B. VAI et al. (a cura di) "Alpi e Prealpi Carniche e Giulie". Guide Geologiche Regionali della Soc. Geol. It., *BE-MA editrice*: 76-81, Roma.
- VENTURINI C., 1991 - Cinematica neogenico-quaternaria del Sudalpino orientale (settore friulano). *St. Geol. Camerti. Volume Speciale*, 1990: 109-116.
- VENTURINI C. & CARULLI G.B., 2002 - Nealpine structural evolution of the Carnic Alps central core (M. Amariana, M. Plauris and M. San Simeone). *Mem. Soc. Geol. It.*, 57 (1): 273-281.

17. MIOCENE SUPERIORE - PLIOCENE INFERIORE

~ 6-3 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

Si continua a risalire il tempo. Intanto il Friuli intorno a noi si modifica radicalmente. Dimentichiamo di essere geologi e osserviamo i cambiamenti, affascinati da una storia che non smette di coinvolgerci nonostante il finale ci sia noto da tempo.

Il Friuli di oltre 5 milioni di anni fa si estende sotto di noi. Scegliamo un punto di osservazione più adatto a percepire in diretta quanto già conosciamo dalle nostre letture e ricerche. Ci solleviamo parecchie centinaia di chilometri sulla verticale per ampliare l'orizzonte. Diventiamo un occhio privilegiato, una sorta di satellite geostazionario puntato non solo sui territori friulani del tempo ma sull'intero settore circummediterraneo di allora del quale il Friuli è parte integrante.

Si presenta così per noi l'opportunità, unica ed irripetibile, di assistere ai drastici cambiamenti indotti dall'azione combinata del clima e della tettonica. Il tempo continua a scorrere accelerato verso il presente rendendo le modificazioni del territorio ancora più evidenti nella loro dinamicità.

Il Friuli è ora un piccolo quadrato verde sotto di noi, già lambito verso sud dal Mare Adriatico tardo-miocenico. La catena alpina e prealpina della regione, sviluppatasi compiutamente negli ultimi 10 milioni di anni (Miocene), rallenta il proprio sollevamento. Parallelamente cominciano ad individuarsi i principali corsi d'acqua che in futuro caratterizzeranno il reticolo idrografico della regione. Per ora quello che vediamo richiama solo lontanamente la situazione presente.

Le vallate che intravediamo formarsi ed approfondirsi, favorite dal procedere delle erosioni fluviali, differiscono ancora in modo abbastanza sensibile, sia per forma sia per svi-

luppo, dalle attuali. Si stanno comunque individuando le due direzioni di drenaggio fluviale che col tempo saranno la caratteristica di questo territorio nord-orientale: N-S ed E-W.

Il nostro viaggio attraverso il tempo dà risalito a questa griglia idrografica e ci fornisce la ragione di tale distribuzione peculiare, in gran parte regolata da geometrie ad angolo retto.

Le intense compressioni alpine orientate N-S hanno appena dato origine a sollevamenti differenziali. Si fanno gradualmente più intensi procedendo da sud verso nord (fig. 16.8). La morfologia del territorio friulano si è dunque trasformata in una sorta di rampa, inclinata debolmente verso sud, sulla quale le acque piovane incanalate tendono a scorrere guidate dalla generale pendenza verso meridione. Ci sembra di scorgere un abbozzo di Tagliamento e di Arzino, entrambi con un deflusso delle acque che ha inciso dei solchi vallivi orientati da nord verso sud.

Contemporaneamente accade qualcos'altro. Tra le numerose faglie inverse e sub-verticali da poco attivate molte hanno direzione E-W. Da quest'altezza non è possibile scorgere la frammentazione meccanica prodotta sulle rocce durante il loro movimento. Tuttavia è possibile intuirlo. Lo raccontano i corsi fluviali secondari che cominciano ad approfondirsi insistendo proprio lungo le fasce di roccia più fratturata. La frammentazione richiama le acque piovane e ben si presta a favorirne l'erosione. Cominciano ad individuarsi le vallate a direzione E-W. Esse confluiscono e si innestano in quelle, primarie, orientate N-S.

Le stesse compressioni N-S modificano l'assetto orizzontale della successione rocciosa affastellandola in scaglie tettoniche embriciate in cui i pacchi di strati assumono spesso direzione E-W, ossia perpendicolare alle spinte. Anche la distribuzione sul territorio di litologie particolarmente erodibili (gessi, peliti, marne) guida la formazione e lo sviluppo di ampie vallate fluviali.

Sovente, nel territorio friulano-carnico l'azione tettonica e la presenza di litologie sensibili

Fig. 17.1 - Pendici nord-orientali del M. Cavallo di Pontebba, ammantate dal detrito di falda. Sullo sfondo, al centro, troneggia la piramide calcarea (D₄) del M. Malvueric alto (1899 m).

alle erosioni si abbinano, dando un rapido impulso alla formazione di solchi vallivi. Accade dunque che, fin dall'inizio, si possono formare contemporaneamente sia solchi orientati N-S sia alcuni solchi vallivi orientati E-W, lungo le fasce litologicamente più erodibili.

Tutto questo sta accadendo sotto il nostro sguardo attento e curioso. D'un tratto è qualcosa di inaspettato a stupirci. Conosciamo già la teoria, letta infinite volte, del disseccamento del Mediterraneo, affermatosi alla fine del Miocene, circa 5 milioni di anni or sono. Eppure, vedere questa teoria confermata da immagini dinamiche tridimensionali, viste da un'altezza di oltre mille chilometri, dà un'emozione straordinaria.

Un'espansione della calotta glaciale antartica, a sua volta causata da un deterioramento climatico con il conseguente calo delle temperature medie, sta producendo un calo globale del livello marino. È l'avvisaglia di aumenti ben più sensibili che si affermeranno fra 3 milioni di anni circa. I fondali dello Stretto di Gibilterra, già compiutamente formato, finiscono per emergere dalle acque. L'Oceano Atlantico e il Mare Mediterraneo, già abbozzato, non sono più in connessione.

Scorgiamo il Mediterraneo trasformarsi in un vasto lago alimentato dalle acque di pochi grandi fiumi: Nilo, Rodano e Po. Il Tagliamento-Fella svolge un ruolo subordinato, pur tuttavia risulta ben individuabile dalla nostra posizione. In breve tempo per il Mediterraneo il bilancio tra afflusso idrico ed evaporazione si fa negativo.

Ce ne rendiamo conto quando lo specchio d'acqua quasi sparisce riducendosi a poche aree, ognuna vasta alcune migliaia di chilometri quadrati. In esse insistono sottili lame di acqua che richiamano le acque dei continenti europeo ed africano. Il livello del "Lago-Mare Mediterraneo" si abbassa di parecchie centinaia di metri in poche migliaia di anni e resterà tale, pur con alterne vicende, per oltre mezzo milione di anni. Per noi dureranno una manciata di minuti.

Con l'abbassarsi del livello del mare cala in parallelo il livello di base del reticolo idrografico. Come conseguenza i fiumi sono portati ad approfondire velocemente le proprie vallate per adeguare il loro profilo al nuovo livello di base. Esso ora coincide con quello delle pozze lacustri salate nelle quali il Mediterraneo si è trasformato.

È il momento di spostare il nostro punto di osservazione riavvicinandoci al Friuli e monitorando, dall'alto, il Tagliamento di età miopliocenica. Il reticolo fluviale drenato da ciò che resta del Mare Mediterraneo si sta approfondendo con rapidità.

Mentre restringiamo la visuale al settore friulano ci sembra di scorgere, più ad ovest, le valli di alcuni affluenti del Po tardo-miocenico approfondirsi sensibilmente fino ad incidere in profondità il substrato roccioso.

Alcuni tra tali segmenti vallivi diventeranno in futuro, fra qualche milione di anni, sede di escavazioni glaciali e saranno destinati a trasformarsi, in tempi recenti, nei più bei laghi d'Italia: Maggiore, di Como e di Garda.

Ma è sempre il Tagliamento il nostro obiettivo, e con esso il reticolo fluviale che il territorio regionale montano comincia a sviluppare con sempre maggiore dettaglio.

Ci attestiamo ad un'altezza di poche centinaia di chilometri, due o trecento al massimo. Ci è sufficiente. Un unico colpo d'occhio abbraccia ora tutto il territorio friulano della fine del Miocene.

Come previsto il Tagliamento sta approfondendo il proprio corso adeguando il profilo altimetrico al nuovo livello di base, decisamente più basso rispetto al precedente. Nell'alta pianura alluvionale di allora Tagliamento e Arzino, che oggi uniscono le loro acque poco prima della Stretta di Pinzano, appaiono ancora paralleli ed indipendenti nella loro corsa verso il mare. Il Tagliamento, giunto all'altezza dei futuri abitati di Gemona ed Osoppo, scorre in una vallata stretta, sottoescavata ed allungata in direzione N-S.

Ne seguiamo le acque a ritroso, risalendo

verso i territori settentrionali destinati a trasformarsi nei rilievi alpini carnici. È stupefacente attraversare con lo sguardo il settore dove 5 milioni di anni dopo sorgerà Osoppo ed accorgersi che i conglomerati che formeranno il suo colle si stanno depositando proprio in questo istante sotto forma di ghiaie intercalate a lenti e barre sabbiose. Esse sono il riempimento dell'antico fondovalle del Fiume Tagliamento di età mio-pliocenica. Una valle che, all'altezza della futura Osoppo, corre ancora tra ripide pareti di roccia distanti tra loro poco più di un paio di chilometri.

La rinnovata erosione fluviale, attiva sul fondo del solco vallivo, ci appare come riflesso diretto del calo del livello di base mediterraneo. Dai versanti vallivi sono frequenti i franamenti. Finiscono spesso per bloccare, seppur temporaneamente, il deflusso delle acque. A monte degli sbarramenti si accumulano ghiaie e sabbie, non solo fluviali ma anche deltizie e lacustri.

E risulta complesso anche solo provare ad immaginare le future vicissitudini del settore che, a colpi di sollevamenti tettonici, di erosioni e di modellamenti glaciali, riusciranno a trasformare un deposito alluvionale di fondovalle in una rupe, il Colle di Osoppo, delimitata da pareti strapiombanti.

Né questo sarà l'unico caso di "inversione di rilievo". Basta continuare a risalire il reticolo fluviale mio-pliocenico per accorgersene. Lo sguardo ci trasporta verso le morfologie più elevate. Ci guidano i riflessi delle acque che scorrono nei fondivalle sempre più ramificati. Siamo tornati nell'alta Carnia.

Ormai il ramo principale del Tagliamento mio-pliocenico non è più distinguibile e si confonde con la miriade di grandi e piccoli affluenti. Per ognuno di essi l'abbassamento del livello di base sta innescando un'erosione più o meno sensibile del rispettivo fondovalle.

Puntualmente, i versanti resi instabili dal ripido approfondimento erosivo stanno costellando di frane gli stretti solchi vallivi. Sul retro dei corpi di frana le acque ristagna-

no e si accumulano decine di metri di ghiaie alluvionali.

Ci soffermiamo su uno di questi stretti segmenti fluviali ed aspettiamo. Non occorre attendere molto. Una frana ciclopica si stacca da un ripido versante dolomitico riversando una congerie di massi e frammenti di roccia nello stretto fondovalle. Dai nostri calcoli ci troviamo approssimativamente qualche chilometro ad ovest della futura Arta Terme.

Le conseguenze, puntualmente previste, non tardano a manifestarsi. Al riempimento della valle concorrono sia i depositi fluviali, bloccati dall'accumulo di frana, sia le grandi quantità di detriti spigolosi rilasciati dai versanti e che si appoggiano alle pareti vallive formando ridotti ventagli detritici. Li alimenta il costante minuto disfacimento dei versanti stessi.

Questa volta ci prendiamo un po' di respiro. Basta volerlo e il tempo, che fino a questo momento ci ha trascinato vorticoso verso il presente, comincia a rallentare fino a scor-

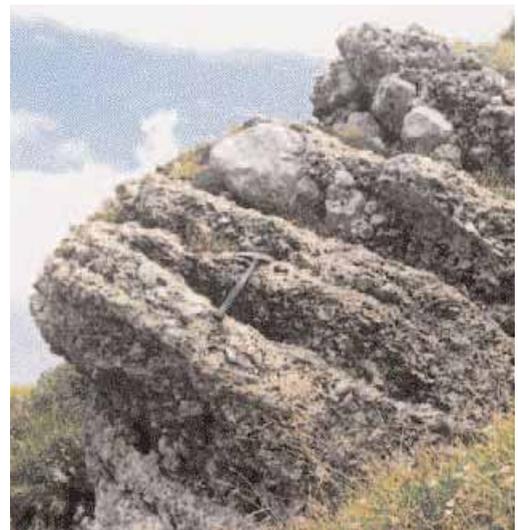


Fig. 17.2 - Alla Punta Bella Mont, a est del M. Arvenis, affiora una breccia clinostratificata (ossia deposta già inclinata all'origine) di età ?mio-?pliocenica (Ruditi del M. Claupa, MC). Si è accumulata circa 5 milioni di anni fa alla base di un versante montuoso ormai completamente smantellato dall'alternarsi delle erosioni fluviali e glaciali plio-quadernarie.



Fig. 17.3 - Al M. Claupa, a sud-ovest del M. Arvenis, affiora un conglomerato alluvionale (Ruditi del M. Claupa, MC) ritenuto di età ?mio-?pliocenica. Oggi la successione conglomeratica affiora non più in un fondovalle ma, all'opposto, in condizioni di crinale.

rere di nuovo con l'abituale cadenza del giorno e della notte.

Possiamo scendere sul greto di quel torrente antico. Scegliamo il tratto a monte della grande frana. Il blocco dei deflussi ha già causato il sovralluvionamento della valle, colmandola con alcune decine di metri di ghiaie e pietrisco. Col tempo si cementeranno trasformandosi in conglomerati e breccie tenaci organizzate in banchi compatti (figg. 17.2 e 17.3).

I caratteri sedimentari e morfologici di questo settore mio-pliocenico ci ricordano da vicino quelli attuali della località Laghetti, tra Timau e il Passo di Monte Croce Carnico. Anche lì, ma in tempi molto più recenti, una frana ha bloccato temporaneamente i deflussi del corso d'acqua, il T. But, e favorito l'accumulo, a monte, di ingenti detriti alluvionali.

Sostiamo un istante nel punto in cui ai depositi torrentizi ghiaiosi di età mio-pliocenica (fig. 17.3) si appoggiano i banchi inclinati di pietrisco che, avanzando dal versante roccioso verso il centro della valle, formano un caratteristico accumulo a ventaglio (fig. 17.2).

Mi siedo sopra ad uno di quei blocchi abbandonati dall'ultimo processo di colata detritica e osservo con meraviglia appassionata quel paesaggio carnico di 5 milioni di anni fa. Mi servo del martello da geologo, fedele strumento di lavoro, per scalfire la superficie del masso e sondarne la litologia carbonatica.

Come ultima cosa, prima di riprendere la vorticosa salita verso il presente, vi incido le mie iniziali: un infantile e atavico rito di registrazione del proprio passaggio. Una sorta di particolare "io c'ero", inserito nell'archivio geologico delle Alpi Carniche!

Si è fatto tardi. La luce del tramonto allunga sul fondovalle le ombre dei rilievi circostanti. È tempo di riprendere il viaggio. Ci accompagnerà, indelebile, il ricordo della sosta che ci ha visto immersi in una realtà fisica scomparsa ormai da milioni di anni.

Poi, all'improvviso, mentre il tempo in progressiva accelerazione ha già ripreso a fluire, arriva la folgorazione! Mi torna alla memoria, nitida, l'estate del 1998 quando, assieme a mio padre, rilevavo il settore del M. Arvenis,

qualche chilometro ad ovest di Arta Terme. Era stato proprio lì che con meraviglia, sulla cima della Punta Bella Mont (fig. 17.2), avevo scoperto, quasi impercettibili, smussate dall'erosione recente, impresse sopra un blocco carbonatico sporgente dai banchi di breccia di presunta età mio-pliocenica, due lettere incise sulla pietra. Due lettere che corrispondevano alle mie iniziali.

Ricordo che con mio padre avevo commentato con stupore la coincidenza. Qualcuno era passato di lì precedendoci. Forse un secolo fa, pensammo. Ci sbagliavamo entrambi!

Ero stato io stesso, anche allora accompagnato da mio padre, che 5 milioni di anni prima avevo marcato quelle che sarebbero diventate le Ruditi del M. Claupa (MC), affioranti alla Punta Bella Mont sotto forma di ventaglio detritico e sulla cima del M. Claupa come conglomerati torrentizi di fondovalle. Quel ventaglio di detriti sul quale, milioni di anni prima, avevo sostato da crononauta assieme a mio padre.

Dei depositi di quell'antica valle mio-pliocenica restano oggi solo due ridotti lembi (figg. 17.2 e 17.3). Le erosioni che da allora hanno continuato ad insistere sul territorio montano in continuo sollevamento sono state tanto intense che il deposito, un tempo confinato sul fondo di una valle, forma ora i crinali di due rilievi.

Osservando i dati sedimentologici e la morfologia attuale non è comunque difficile comprendere che quella antica valle di età mio-pliocenica, un tempo predisposta ad accogliere le Ruditi del M. Claupa (MC), altro non era che l'embrione di un solco vallivo tuttora esistente: quello del Rio Claupa-Rio Chias-T. Pichions-T. Vinadia, le cui acque scorrono verso sud a confluire nel Tagliamento.

Scheda delle unità

Ruditi del Monte Claupa (MC)

Età: ?Miocene sommitale - ?Pliocene basale.

Fossili: Assenti.

Litologie: Conglomerati e breccie clinostatificate a clasti grossolani e blocchi carbonatici organizzati in banchi metrici.

Spessore: Varia dagli 8 ai 12 m, valore in difetto a causa delle erosioni quaternarie che hanno asportato la porzione superiore dell'unità. Si ritiene potesse raggiungere alcune decine di metri di potenza.

Affioramenti

L'unità, di recente istituzione, è presente in due soli piccoli ma significativi nuclei che sono ubicati entrambi nei pressi della cima del M. Arvenis. Formano rispettivamente il crinale del M. Claupa e la sommità del modesto rilievo denominato Punta Bella Mont, tra 1800 e 1700 m di quota. Entrambi poggiano, con superficie erosiva, sul substrato anisico.

Punti... di vista

Al M. Claupa, raggiungibile in fuoristrada fino alla F.lia Pianon (salendo da Ovaro) e poi con agevole sentiero, si osservano i conglomerati fluviali (fig. 17.3); alla Punta Bella Mont, distante un paio di chilometri dalla precedente località, sono invece visibili le breccie cementate (fig. 17.2) organizzate in clinoforimi (cioè strati che si sono depositi inclinati al momento dell'accumulo).

Quest'ultimo affioramento si può raggiungere anche da Malga Agareit di sopra, con percorso a piedi da Malga Tamai.

Per saperne di più

VENTURINI C., 1992 - Il Conglomerato di Osoppo (Prealpi Carniche). *Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat.*, 13 (1991): 31-49.

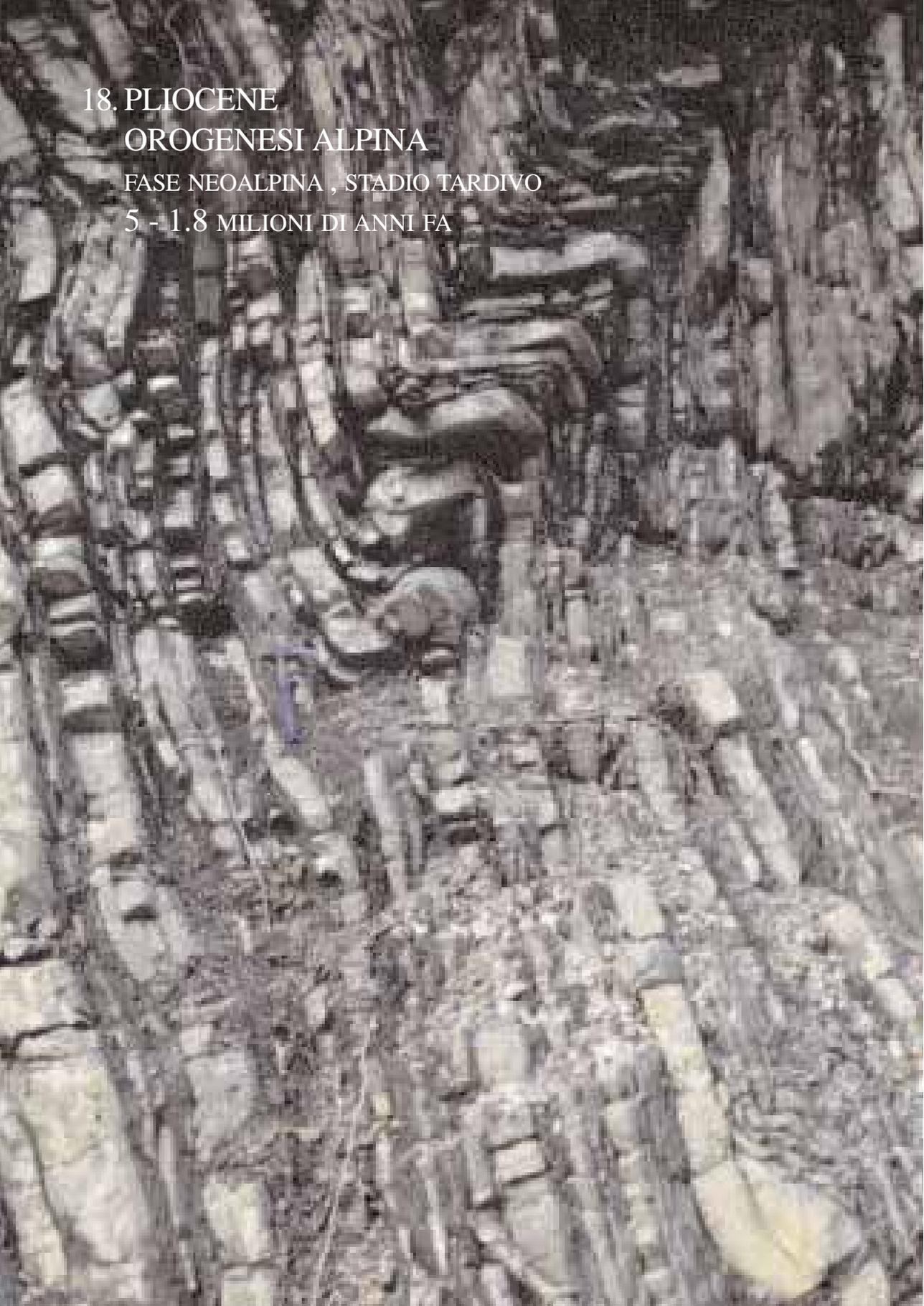
VENTURINI C. (a cura di), (in stampa) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio 031 Ampezzo. APAT: 232 pp.

18. PLIOCENE

OROGENESI ALPINA

FASE NEOALPINA , STADIO TARDIVO

5 - 1.8 MILIONI DI ANNI FA



Viaggiando nel tempo

Nel Pliocene Inf. cambia la direzione della spinta applicata al volume crostale dell'alto e del medio Friuli. Lo sforzo ruota e si attesta sulla direzione NW-SE. Lo stadio deformativo corrispondente è identificato come *stadio tardivo* della fase neoalpina.

Gli effetti che ne derivano sono poca cosa se paragonati a quelli prodotti dal precedente sforzo orientato N-S (*stadio principale*). Inoltre, si distribuiscono in modo molto disomogeneo sul territorio. A "macchia di leopardo", si potrebbe dire. La quasi totalità delle strutture deformative generate dalle compressioni NW-SE è rappresentata da faglie inverse ed associate pieghe.

Sono in gran parte orientate circa perpendicolarmente alla spinta applicata. I loro piani di movimento hanno inclinazioni ora verso NW ora verso SE. Osservandone la distribuzione sulla "Carta Geologica delle Alpi Carniche" (meglio ancora nel sintetico schema tettonico riportato nel foglio orientale della stessa) non si può fare a meno di notare che queste faglie inverse si sviluppano a gruppi.

Un'altra loro caratteristica è che lateralmente si chiudono contro antiche linee tettoniche già esistenti. Queste ultime possono essere sia antiche faglie sinsedimentarie (paleofaglie), sia faglie che si sono generate durante le precedenti compressioni N-S (*stadio principale*). Tutte hanno in comune la riattivazione con movimento orizzontale (trascorrente).

Riprendiamo l'esempio della torta rettangolare appoggiata sopra un tavolo ed accostata al muro. La tagliamo, con tagli obliqui rispetto ai lati, e la spingiamo lentamente contro la parete. Scopriamo che non è poi così difficile pensare agli effetti di uno schiacciamento concentrato in particolare su

una delle fette: quella i cui limiti si orientano obliquamente rispetto alla spinta applicata.

Ed è anche intuitivo visualizzare la fetta compressa contro il muro, mentre si deforma e sviluppa faglie inverse (...se non si sbrioccola!), mentre si affastella e si innalza e, cosa molto importante, mentre scorre orizzontalmente rispetto alle fette contigue, muovendosi lungo i tagli che la delimitano.

Nella realtà ci possono essere "tagli di torta" che convergono circa a 90°, come quelli del nostro esempio (settore a est di Arta). In altre zone invece si intersecano ad angolo acuto (settore a nord della congiungente Comeglians-Pesariis, M. Zoufplàn versante sud-est, settore Sappada-Forni Avoltri). Vi sono anche tagli paralleli tra loro, come nel Rio Bozzul, tra Paluzza e il M. Tersadia, settore a ovest-sudovest di Sutrio. Esistono anche tagli che si dispongono in modo da formare situazioni più complesse come al M. Crostis, versanti est e sud.

In ogni caso tutti questi tagli già esistenti, sia nella torta sia nel volume crostale, quando sono disposti con orientazione obliqua o parallela rispetto alle spinte diventano delle superfici di debolezza che si riattivano con movimento orizzontale (trascorrente). Così facendo assumono un ruolo di svincolo e confinamento nei confronti delle strutture compressive che essi stessi delimitano.

A questo punto, in aggiunta, ci si potrebbe chiedere cosa accade durante una compressione quando lo sforzo applicato è perpendicolare ad una preesistente superficie di faglia inclinata a medio-alto angolo. Questa superficie è un piano di debolezza e come tale ha un'alta possibilità di essere riattivato. Questa volta, dato l'orientamento particolare rispetto alla spinta, il piano sarà mosso in senso compressivo puro (cioè senza componenti orizzontali). Questo tipo di evoluzione deformativa, durante questo stadio, si riscontra per le due più importanti faglie sinsedimentarie presenti sul territorio investigato: la linea But-Chiarsò e la linea della Val Bordaglia.

Fig. 18.1 - Pieghe disarmoniche di età alpina (*stadio tardivo*, fase neoalpina) generate nella Fm. di Werfen (W4) affiorante lungo il Rio Fuina, affluente di sinistra del T. Pesarina.

L'orientazione dei relativi piani di faglia, circa perpendicolari alla compressione NW-SE, ne ha favorito la riattivazione in senso compressivo, trasformandoli in faglie inverse.

Un ulteriore tassello si aggiunge alla loro già complessa evoluzione. Ricordiamo che, nate come faglie sinsedimentarie (paleofaglie) rispettivamente nel Triassico e nel Carbonifero Sup., sono state riattivate una prima volta durante la compressione N-S (come trascorrenti sinistre) e, successivamente, sotto l'azione delle spinte NW-SE (come faglie inverse in compressione pura).

I ruoli multipli acquisiti durante la loro prolungata attività hanno contribuito non poco a rendere complesso ed affascinante il quadro deformativo di una zona, quella carnico-tarvisiana, che si presenta come il più compresso e deformato segmento non metamorfico delle Alpi Meridionali, dal Piemonte al confine sloveno.

Affioramenti

Le deformazioni prodotte in questo intervallo di tempo si distribuiscono a scacchiera sul territorio alpino carnico.

Non è possibile né produttivo enumerare tutte le zone che hanno evidenze tettoniche di questa natura ed età.

A tal proposito si rimanda allo schema tettonico della "Carta Geologica delle Alpi Carniche" allegata al presente testo (Foglio orientale). In esso sono state differenziate, con colore apposito riportato in legenda, tutte le faglie attive, o che hanno subito riattivazione, durante questo stadio (*stadio tardivo*) della fase neoalpina.

Spesso si tratta di movimenti trascorrenti ai quali, in uno dei due lembi di faglia in movimento, si è associata la formazione di pieghe. Queste ultime sono riportate in carta ma non nello schema tettonico.



Fig. 18.2 - Tratto inferiore del Rio dell'Ambruseit (Canale d'Incarojo). In esso le unità affioranti che presentano una fitta stratificazione decimetrica (Fm. di Dont, **Do**; Fm. del M. Bivera, **Ba**; Fm. dell'Ambata, **Am**; Torbiditi d'Aupa, **tA**) registrano in modo esemplare e sempre decifrabile le frequenti interferenze tra le deformazioni dello *stadio principale* e quelle dello *stadio tardivo*. Fase neoalpina dell'orogenesi alpina.

Punti... di vista

Tra gli innumerevoli settori che hanno registrato gli effetti deformativi plio-pleistocenici un paio su tutti possono essere presi come esempio. Il primo è rappresentato da un'area di forma triangolare, ampia poco più di 10 km², coincidente con il versante settentrionale della Val Pesarina.

Si estende dal fondovalle fino alla base delle pareti dolomitiche massicce. In essa è evidente, alla scala della carta, la presenza di un alto numero di strutture tettoniche (faglie inverse e pieghe) orientate NE-SW.

È interessante notare come tutte si chiudano contro il fascio di faglie verticali che, con direzione N120°E, collegano Comeglians a Forni Avoltri. Queste ultime hanno agito come svincolo trascorrente destro.

La conseguenza più evidente è stato il raccorciamento con sollevamento del "settore

triangolare" e della sua prosecuzione verso sud, oltre il T. Pesarina, fino all'incontro con un'estesa faglia inversa orientata E-W (cfr. lo schema tettonico della Carta Geologica). Un comportamento per molti versi analogo è stato riscontrato in un ampio nucleo compreso tra Dierico e Paularo, a est del T. Chiarsò.

A sud-ovest di Sutrio e appena a sud di Treppe Carnico, la "Carta Geologica delle Alpi Carniche" mette in risalto altri effetti di questo stadio tardivo dell'orogenesi alpina. Si tratta di faglie inverse e pieghe NE-SW, perpendicolari allo sforzo di compressione che risultava diretto NW-SE, e formate grazie alle trascorrenze destre attive su precedenti faglie E-W.

Un altro settore di particolare interesse è ubicato lungo il Rio dell'Ambruseit, affluente sinistro del T. Chiarsò (Canale d'Incarojo) che, nel suo tratto inferiore, conserva le interferenze tra le deformazioni dello *stadio principale* e quelle dello *stadio tardivo*.

Per saperne di più

- BRESSAN G., BRAGATO P.L. & VENTURINI C., 2003 - Stress and strain tensors based on focal mechanisms in the seismicotectonic framework of the Friuli-Venezia Giulia Region (NE Italy). *Bull. Seism. Soc. of Am.*, 3: 1280-1297.
- CARULLI G.B. & PONTON M., 1988 - Interpretazione strutturale profonda delle Alpi Carniche Centrali. *Rend. Soc. Geol. It.*, 11: 251-252.
- CARULLI G.B. & PONTON M., 1993 - Interpretazione strutturale profonda del settore centrale carnico-friulano. *St. Geol. Camerti. Volume Speciale. CROP 1/1A (1992) (2): 275-284.*
- CARULLI G.B., FRASCARI F., FRIZZO P., SEMENZA E., SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C., 1981 - Foglio 14 Pontebba. In: A. CASTELLARIN (a cura di) "Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000". CNR Prog. Fin. Geod., Pubbl. 441, *Tecnoprint: 27*, Bologna.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L., 1992 - Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationship with the N-Apennines. *Annales Tectonicae*, VI (1): 62-94.
- CASTELLARIN A., FRASCARI F. & VAI G.B., 1980 - Problemi di interpretazione geologica profonda del Sudalpino orientale. *Rend. Soc. Geol. It.*, 2: 55-60.
- DISCENZA K. & VENTURINI C., 2002 - Evoluzione strutturale neoalpina del settore compreso fra Paluzza, Arta e Paularo (Alpi Carniche centrali). *Mem. Soc. Geol. It.*, 57 (1): 259-272.
- FRASCARI F. & VAI G.B., 1981 - Fogli 4c-13 Monte Cavallino-Ampezzo. In: A. CASTELLARIN (a cura di) "Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000". CNR Prog. Fin. Geod., Pubbl. 441, *Tecnoprint: 31-38*, Bologna.
- PONDRELLI M., 1998 - Thermal history of the Carnic Alps (NE Italy-S Austria) using CAI analysis. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 108 (3): 369-380.
- VENTURINI C. & CARULLI G.B., 2002 - Nealpine structural evolution of the Carnic Alps central core (M. Amariana, M. Plauris and M. San Simeone). *Mem. Soc. Geol. It.*, 57 (1), 273-281.
- VENTURINI C., 1991 - Cinematica neogenico-quadernaria del Sudalpino orientale (settore friulano). *St. Geol. Camerti. Volume Speciale. 1990: 109-116.*
- VENTURINI C. (a cura di), (in stampa) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio 031 Ampezzo. *APAT*, 232 pp.

19. PLEISTOCENE

1,8 MILIONI - 10.000 ANNI FA



Viaggiando nel tempo

Mentre con lentezza si affermano gli effetti delle compressioni plio-pleistoceniche, la superficie del territorio risente di cambiamenti che catturano la nostra attenzione.

Con l'avvento del Pleistocene il clima globale ha subito una svolta drastica verso il raffreddamento.

I sollevamenti orogenici, ossia gli effetti più evidenti connessi alle compressioni alpine, hanno dato origine ad ampi massicci montuosi con vasti settori che, alle nostre latitudini intermedie, diventano degli ottimi serbatoi per le precipitazioni nevose.

La rigidità del clima non ne consente lo scioglimento. Nemmeno durante l'estate. Sono nevi perenni il cui accumulo raggiunge in breve tempo le centinaia di metri di spessore e finisce, nelle zone a cavallo dello spartiacque principale, per raggiungere quasi i 2 km di spessore.

Nella coltre di neve la pressione esercitata sugli strati inferiori è enorme. La colonna chilometrica si compatta sotto il proprio stesso peso, espellendo l'aria inizialmente presente tra i cristalli di neve e trasformandosi in ghiaccio spesso e massiccio. Ghiaccio che lentamente, con velocità variabili tra pochi decimetri e oltre un metro al giorno, inizia a muoversi verso le quote inferiori.

Intanto, nei serbatoi d'accumulo delle quote più elevate - i cosiddetti circhi glaciali - nuove precipitazioni nevose formano il continuo e costante rifornimento capace di produrre nuovo ghiaccio, sempre propenso a muoversi con lentezza verso il basso.

Per un istante, guardando l'alto Friuli dell'inizio del Pleistocene, subito prima dell'avvento del clima glaciale, ci era quasi sembrato di essere tornati a casa, nel tempo presente.

Fig. 19.1 - Passo di M. Croce Carnico. Vista da sud. È percepibile l'ampia morfologia a U (glaciale) sul cui fondo si innesta, secondo l'interpretazione, la più recente incisione fluviale (prodotta verosimilmente meno di 300.000 anni fa), attiva quando le acque dell'alta valle del T. But fluivano ancora verso l'Austria.

La forma e la disposizione delle montagne friulane stanno cominciando ad assomigliare, seppure ancora alla lontana, a quelle delle cime a noi familiari. I Monti Coglians, Volaiia e Avanza, i Monti Crostis e Zòufplan, la Cima Avostanis e il Pizzo di Timau, i Monti Dimon e Zermùla, la Cuestalta e il M. Lodin, la Creta di Aip e il M. Cavallo di Pontebba, il Gartnerkofel e il M. Auernig, i Monti Scinauz, Poludnig e Cocco, i Monti Siera, Pleros e Pieltnis, il Col Gentile e il M. Arvenis, i Monti di Rivo, Cucco, Sernio e Tersadia ... ora stanno modellandosi sotto i colpi delle erosioni fluvio-torrentizie e dei periodici frequenti franamenti. E così pure i solchi vallivi. Cominciamo ad azzardare i primi riconoscimenti (fig. 19.3).

La Valle del T. But ci appare stranamente più corta di come la ricordiamo. La sua testata pleistocenica si ferma poco oltre Paluzza, in corrispondenza della zona dove, molte centinaia di migliaia di anni dopo, sarebbe sorto l'abitato di Cleulis.

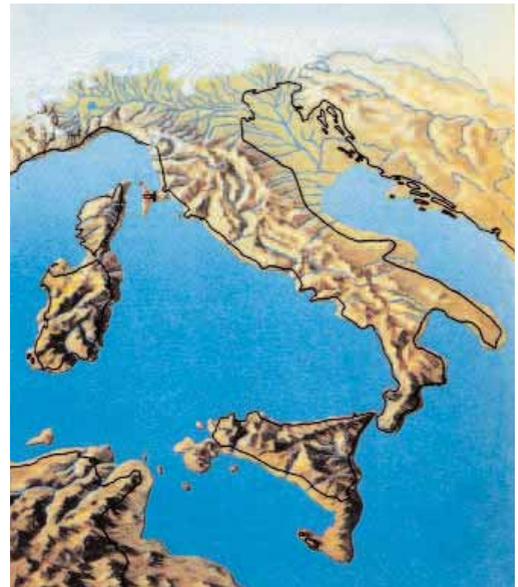


Fig. 19.2 - Il territorio italiano durante la glaciazione würmiana (circa 120.000-10.000 anni fa). Sono evidenti le coperture glaciali sulle zone alpine (ma anche l'Appennino e la Corsica ospitavano ridotti nuclei glaciali) e l'effetto sulla linea di costa, connesso al calo del livello marino, superiore a 125 m.

Più in là, verso est, lo stesso sembra potersi dire per la vallata del T. Chiarsò che si chiude già in corrispondenza della Stua Ramàz. Volgendo lo sguardo ancor più ad oriente ci sembra di scorgere una situazione simile anche per il Rio Bombaso, il corso d'acqua che in futuro attraverserà Pontebba. Le sue sorgenti, invece che al Passo Pramollo, scaturiscono già all'in-

contro con la poderosa quinta carbonatica del M. Cavallo-M. Bruca, ancora uniti a formare un unico baluardo roccioso.

Proseguendo oltre, la tendenza si fa ancora più marcata. Il Fiume Fella fissa le proprie sorgenti nei pressi di San Leopoldo, solo qualche chilometro ad est della futura Pontebba. Si attestano in corrispondenza di un rilie-

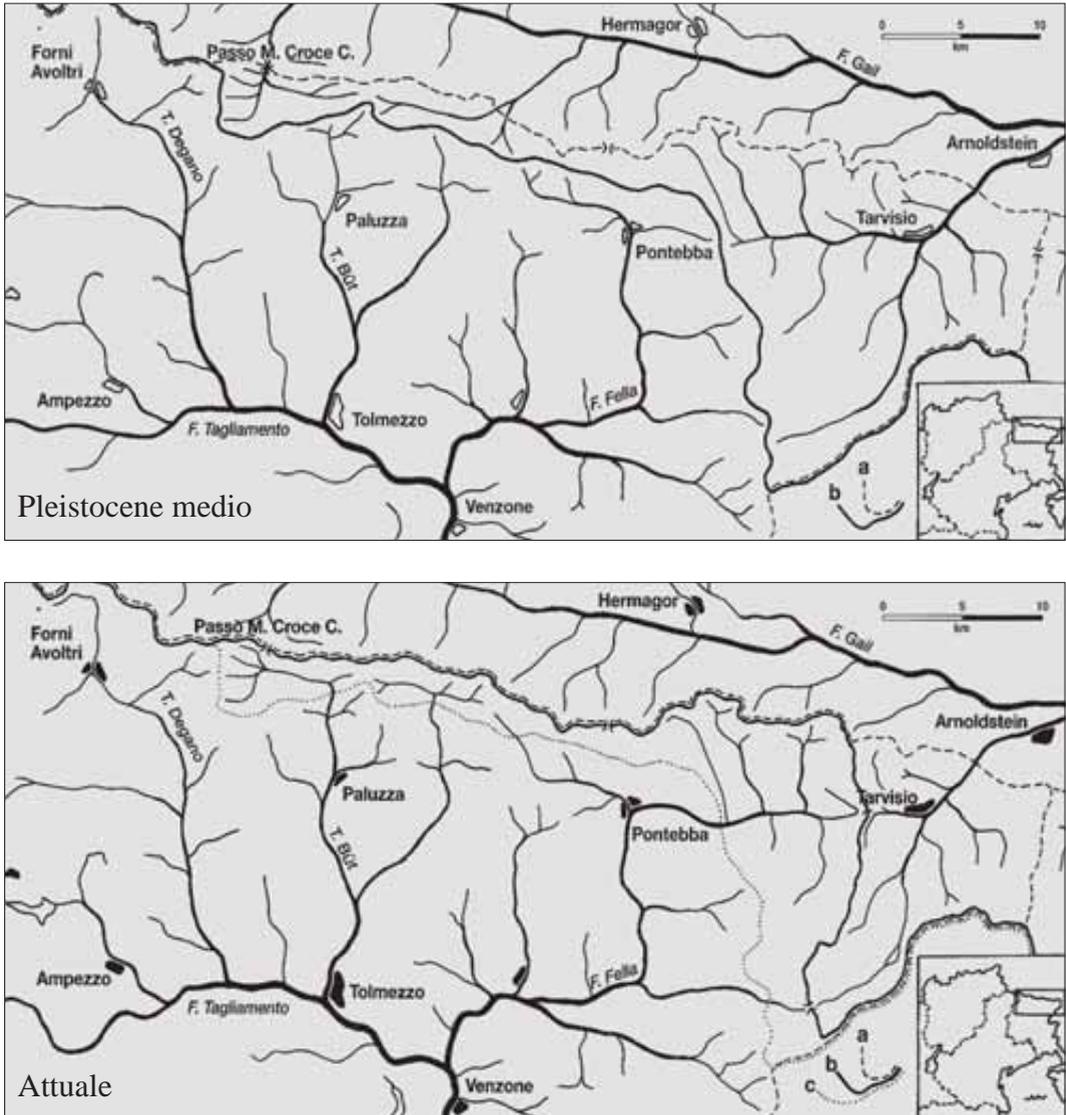


Fig. 19.3 - Settore alpino carnico e giulio: modifiche della posizione dello spartiacque di I ordine tra il bacino del Mare Adriatico e quello del Mar Nero. a) confine di stato; b) posizione spartiacque del momento; c) posizione spartiacque precedente. (Da VENTURINI, 2003).

vo che ancora interrompe, trasversalmente, la Val Canale isolandola dal territorio tarvisiano.

Anche la Val Raccolana è qualche chilometro più corta di quanto la ricordiamo, e le acque del massiccio del Montasio e del M. Canin corrono rapide verso la futura Tarvisio e da lì, giù verso l'Austria, modellando quello che col tempo diventerà il Valico di Coccau.

Molte delle vallate torrentizie appaiono dunque monche rispetto agli sviluppi attuali. Tentiamo allora, con uno sguardo panoramico, di congiungere idealmente le testate di quelle antiche valli per ricavare il limite di spartiacque fra i torrenti e fiumi che riversano le loro acque nel Mare Adriatico di allora e i corsi che, al contrario, appartengono al drenaggio opposto, quello del Mar Nero: i due grandi bacini idrografici che ancora oggi si fronteggiano nell'estremo territorio friulano nord-orientale (fig. 19.3).

Percepriamo che, nel volgere di alcune centinaia di migliaia di anni, il bacino del Mare

Adriatico si sarebbe ampliato verso nord e soprattutto verso est, a scapito di quello del Mar Nero, fino a raggiungere l'estensione che tutti conosciamo. Rispetto agli odierni confini politici, il settore di Tarvisio, attraversato dal Fiume Slizza e dal T. Bartolo, resta l'unico territorio italiano (assieme alla più ridotta Val Pusteria, in Alto Adige) a riversare le proprie acque nel sistema drenante del Mar Nero, via Gail-Drava-Sava-Danubio, con un percorso complessivo di oltre 2.000 km.

Noi, osservatori privilegiati giunti ormai nel pieno del Pleistocene, stiamo assistendo in diretta alla conquista del territorio da parte delle acque. Una conquista che si va affermando a colpi di erosioni torrentizie e di improvvisi franamenti ciclopici che coinvolgono i diaframmi di spartiacque. Gli ammassi detritici franati sono spazzati via dal ripresentarsi periodico dei ghiacci che rivestono il territorio nell'alternanza di fasi glaciali ed interglaciali, queste ultime con clima simile al presente.



Fig. 19.4 - La Valle di Aip, solco di origine glaciale. Vista da est. Sulla destra la Creta di Aip (2279 m) mentre sullo sfondo appaiono i chiari rilievi calcarei del M. Zermùla (2143 m). A sinistra si intravede la ripida parete carbonatica della Creta di Rio Secco (2203 m).



Fig. 19.5 - Zollner See (Austria). Morfologie arrotondate risultato dell'esarazione glaciale würmiana sui depositi della successione paleozoica.



Fig. 19.6 - Laghi Zoufplan (1902 m), a ovest del monte omonimo. Dossi e conche le cui morfologie risentono delle esarazioni glaciali würmiane e dei controlli tettonici. Da notare la forma regolare del lago in primo piano, guidata da due sistemi di fratture (o faglie) ortogonali. Il lato maggiore del lago supera i 100 m.

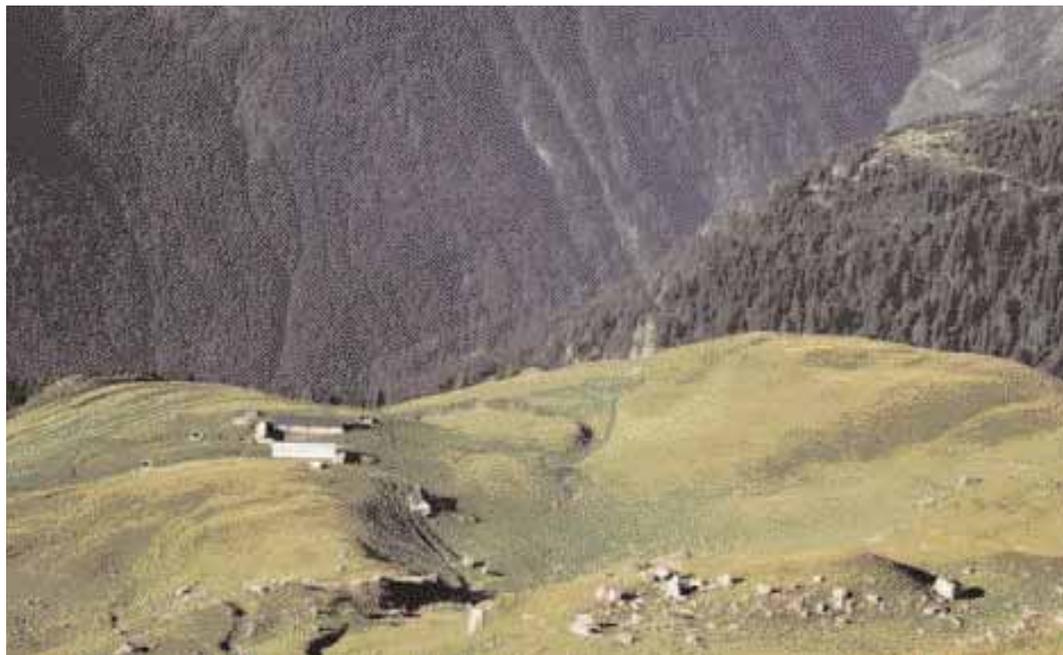


Fig. 19.7 - Casera Lodin alta, circondata da dossi arrotondati dalle esarazioni glaciali würmiane. In primo piano alcuni massi erratici e, sullo sfondo, rivestita da fitti boschi di conifere, l'alta valle del profondo Rio Cercevesa.



Fig. 19.8 - L'abitato di Sauris di sotto, appoggiato sulle ondulate morfologie esarative glaciali di età würmiana. Oltre il paese la vallata si approfondisce nella ripida incisione fluviale del T. Lumiei che, verso sinistra (est), conduce al Lago di Sauris, bacino idroelettrico artificiale realizzato negli anni '40 con una diga alta 136 m.



Fig. 19.9 - Ripiano alluvionale (*Kame*) di Clavais, sospeso sulla Valle del T. Degano all'altezza di Ovaro. Deve la propria origine ad un temporaneo sbarramento delle acque torrentizie da parte della lingua glaciale würmiana in ridimensionamento durante la fase di ritiro, quando ancora riempiva le quote inferiori del solco vallivo del T. Degano. Le acque formarono un lago laterale rapidamente colmato da limi, sabbie e ghiaie (**al_k**) portate da un affluente sinistro del T. Degano e appoggiate allo sbarramento di ghiaccio.

Stiamo risalendo veloci i 100.000 anni che ancora ci separano dal tempo attuale. Sotto di noi l'alto Friuli subisce i ripetuti affronti dei ghiacci.

Dopo alcune decine di migliaia d'anni di persistente offesa glaciale, l'avvento di un periodo interglaciale scioglie le nevi perenni e i ghiacciai alpini. Si ripresenteranno puntualmente al termine della più mite fase interglaciale. Riprenderanno ad esarare il territorio asportando i grandi accumuli di frana che nel frattempo hanno contribuito a modificare le vallate e il reticolo drenante.

Uno, due, tre,... Questo è almeno il quarto grande ritorno dei ghiacciai pleistocenici sul Friuli e, più in generale, sull'intero territorio alpino. Sarà anche l'ultimo. Almeno per il momento.

Tutto scompare di nuovo, inghiottito dalla coltre dei ghiacci. Ci troviamo ora a soli 20.000 anni dal Presente. I ghiacci, dopo aver raggiunto la loro acme ed essersi spinti dalle zone dell'alto Friuli fino a raggiungere l'alta

pianura friulana, pochi chilometri a sud di Udine, cominciano rapidamente a sciogliersi.

Le cime meno elevate sono ormai libere, mentre nei fondivalle principali ancora insistono poderose lingue glaciali, seppur anch'esse in rapido ridimensionamento e progressivo ritiro.

Dai rilievi liberati dai ghiacci le piogge riprendono a erodere e scalzare prima la sottile copertura morenica (**mfw**) abbandonata durante il ritiro glaciale (limi e ciottolame), finendo poi con l'intaccare la sottostante roccia viva.

Non è raro che le acque piovane, ormai raccolte in rivoli e torrenti lungo le valli secondarie deglacciate, finiscano per bloccarsi contro lingue di ghiaccio che ancora intasano le vallate principali. È proprio lì, con queste condizioni, che vediamo formarsi piccoli laghi laterali sbarrati da muri di ghiaccio (fig. 19.9).

Laghetti che, grazie al rapido apporto di detriti solidi portati dalle acque superficiali, nel giro di pochi secoli - ma spesso anche

meno - sono destinati a riempirsi di limi, sabbie e ghiaie (depositi di *Kame*, **al_k**).

Intorno a noi molti di questi laghi si generano, si colmano di alluvioni e si trasformano in piatte distese di ghiaie. Tutto avviene lì, dove appena pochi secoli prima esisteva il tratto finale di una valle secondaria deglaciata.

Vediamo in seguito le lingue glaciali ritirarsi dalle vallate principali come lenti, giganteschi bruchi. Il Canale di Gorto torna ad ospitare le acque del T. Degano, il Canale di San Pietro quelle del T. But, il Canale d'Incarojo quelle del T. Chiarsò; e poi ricompaiono il T. Lumiei e il Rio Pontebbana, anch'essi sostituiti ormai alle lingue glaciali ritiratesi nei circhi delle cime più alte.

I neoformati depositi lacustri sono abbandonati alle future erosioni. Lì dove per breve tempo avevano vissuto i laghi tornano ora i torrenti. La loro forza erosiva li fa affondare come bisturi nella coltre dei soffici depositi fluvio-lacustri, scavando superfici terrazzate,

incastrate sempre più in profondità, ognuna più in basso della precedente. Restano infine solo sparsi brandelli degli originari riempimenti fluvio-lacustri. Residui affascinanti e spettacolari, collocati allo sbocco delle valli secondarie, sospesi sul fondovalle principale. Belli, riconoscibili, ma irrimediabilmente mutilati.

Accompagnamo con il nostro sguardo attento il ritiro completo e la sparizione della coltre glaciale dalle Alpi Carniche. Sul territorio prima coperto dai ghiacci resta una sottile coltre morenica sciolta (fig. 19.10), formata da limi e ciottolame in spessori che al massimo raggiungono qualche metro (**mfw**). Saranno l'ottima base di partenza per la formazione dei primi suoli e l'attecchimento della vegetazione che col tempo stabilizzerà i versanti.

In apparenza potremmo definire concluso l'intervallo glaciale würmiano. Non passa molto tempo per accorgerci che ci stavamo clamorosamente sbagliando. I ghiacci, a sor-



Fig. 19.10 - Il paese di Ovaro risulta edificato su una diffusa morena di fondo e non su un conoide alluvionale, come a prima vista potrebbe sembrare. Vista dai ripiani di Mione.

presa, si ripresentano di lì a poche migliaia di anni per un breve intervallo, da circa 16.000 a 13.000 anni fa, non a caso definibile come “tardoglaciale”.

Si formano nuclei ridotti di ghiaccio, relegati intorno alle cime più elevate, con lingue glaciali che a malapena raggiungono i fondivalle delle medie quote depositandovi accumuli morenici frontali (**ms**) dalla tipica forma arcuata (fig. 19.11).

Una sorta di ritorno di fiamma o, per meglio dire, di nevicata primaverile che, pur nei suoi rigori, preannuncia l'avvento di una fase climatica decisamente più mite. Quella che in questo caso caratterizzerà, seppure con alterne oscillazioni, gli ultimi 10.000 anni della nostra storia.

Affioramenti

Nel territorio cartografato i depositi pleistocenici non glaciali (**al₁**) dotati di un certo spessore e consistenza sono concentrati nella media Val Pesarina, al M. Tersadia e al M. Salinchiet. In tutti e tre i casi rappresentano

antichi depositi detritici appoggiati e alimentati dai rispettivi versanti montani.

Si presentano numerosi, al contrario, i depositi abbandonati sul territorio in età glaciale durante un intervallo compreso tra circa 20.000 e 13.000 anni fa. Sono rappresentati dai rari ma caratteristici *Kame* (**al_k**), generati durante il ritiro delle lingue glaciali würmiane, e dai numerosi archi morenici stadiali (**ms**) collegati al colpo di coda tardoglaciale.

I *Kame* (**al_k**) sono visibili a Clavais (a nord-est di Ovaro, fig. 19.9), nella bassa Val Pesarina, nell'alta Valle del T. But ad ovest di Timau, a Cedarchis (Arta), anche se in questo caso sono stati erroneamente segnati in carta come “**al₂**”, e infine lungo il versante destro idrografico del T. Lumiei, alcuni chilometri a valle del Lago di Sauris, dove l'originario *Kame* (**al_k**) è stato smembrato dalle erosioni recenti in affioramenti separati, tutti sezionati dalla strada.

Le morene frontali tardoglaciali (**ms**) e i più rari cordoni morenici laterali (**ml**), sia tardoglaciali che glaciali würmiani, si ritrovano distribuiti in molte vallecole d'alta quota e nei circhi glaciali.



Fig. 19.11 - L'arco morenico tardoglaciale di Malga Agareit di sopra (1670 m). Sullo sfondo si scorge la media Valle del But, in corrispondenza della conca in cui si è sviluppata Paluzza.

Punti... di vista

I due affioramenti alluvionali pleistocenici (**al₁**) della media Val Pesarina sono i migliori nel loro genere. Si tratta di brecce e conglomerati che formano sia il promontorio denominato Flaudona sia il prospiciente Col di Ialna, posti entrambi qualche chilometro a monte di Pesariis. Gli affioramenti di Flaudona rappresentano ciò che resta di due conoidi di deiezione (coalescenti, alimentati rispettivamente dal M. Cimone e dal vicino Piccolo Siera) che in fondovalle si indentavano con le ghiaie alluvionali abbandonate dal paleo-Torrente Pesarina e attualmente affioranti nello sperone conglomeratico del Col di Ialna.

Il tutto avveniva circa 100.000 anni fa. Una mulattiera e un sentiero mozzafiato (per la ripidità, ma privo di difficoltà) porta dalla strada di fondovalle alla abrupta parete orientale dell'affioramento di Flaudona, originario limite fisico di un distacco per frana risalente a tempi pre-würmiani. Il Col di Ialna è percorribile tramite facili sentieri che partono dal Ponte Arceons.

Per i depositi di *Kame* (**al_k**) due sono in particolare i siti consigliati. Nel primo, quello di Clavais (Ovaro), si percepisce in modo perfetto l'originaria forma del deposito: l'ampia superficie orizzontale (ora coperta d'erba) risulta sospesa rispetto alla Valle del T. Degano (fig. 19.9). Nel secondo sito, lungo la strada che da Ampezzo sale al Lago di Sauris, due affioramenti di *Kame* (**al_k**) - un terzo è situato appena oltre il limite della carta - sono sezio-

nati dal taglio stradale ed è visibile l'organizzazione interna del deposito.

Se invece l'interesse è rivolto ai caratteri sedimentologici dei depositi di *Kame* è perfetto l'affioramento che sovrasta Cedarchis (confluenza T. Chiarsò e T. But) e si sviluppa lungo la vecchia strada che conduce a Paularo. Si apprezzano conglomerati e sabbie clinostatificati di ambiente deltizio lacustre.

Per le morene stadiali tardoglaciali (**ms**) l'esempio più appariscente si può osservare appena a monte di Timau (Valle del T. But). Le acque della sorgente carsica Fontanon attraversano il deposito morenico parzialmente cementato a grossi blocchi che continua, visibile a tratti lungo il muro di sostegno della strada, fino al paese.

Un secondo esempio significativo (**ms**) si incontra lungo i tornanti della SS 355 che conduce a Cima Sappada, appena superato il confine tra Friuli Venezia Giulia e Veneto. Inoltre, risalendo la stretta valle del Rio Bombaso, a nord di Pontebba, a poca distanza dal Passo Pramollo la strada intercetta un vasto arco morenico tardoglaciale (**ms**) che, continuando a salire, passa senza soluzione di continuità ad un cordone morenico laterale (**ml**).

Come ultimo esempio di morena stadiale (**ms**) tardoglaciale würmiana facilmente raggiungibile, si suggerisce il ridotto arco frontale di Casera di Zoufplan Bassa raggiungibile, con mezzi abituali, lungo la strada sterrata da Zovello. Quest'arco mostra inoltre una netta erosione torrentizia che, come spesso avviene, ha asportato il tratto centrale del deposito.

Per saperne di più

- ASTORI A. & VENTURINI C., 2005 - Evoluzione pleistocenica della media Val Pesarina (Ponte Arceons, Alpi Carniche). *Gortania-Atti Museo Friulano St. Nat.*, 26 (2004): 25-48.
- GORTANI M., 1912 - Sull'età delle antiche alluvioni cementate nella Valle del Tagliamento. *Boll. R. Com. Geol. It.*, 43: 91-112.
- PENCK A. & BRÜCKNER E., 1909 - Die Alpen im Eiszeitalter. Voll. I-II, *Tauchnitz*: 1176 pp.
- VENTURINI C., 1991 - Evoluzione geologica e morfologica del bacino dell'alto But. In: "Pramosio, Paluzza-Udine". *Reg. Aut. Friuli-Venezia Giulia*: 69-81, Udine.
- VENTURINI C., 2003 - Il Friuli nel Quaternario: l'evoluzione del territorio. In: G. MUSCIO (a cura di) "Glaciers. L'Età dei Ghiacci in Friuli: ambienti, climi e vita negli ultimi 100.000 anni. Catalogo della mostra". *Mus. Friulano St. Nat.*: 23-105, Udine.

20. OLOCENE - PRESENTE
10.000 ANNI FA - ATTUALE



Viaggiando nel tempo

Solo 10.000 anni ancora ci separano dal Presente. Un'ultima manciata di secondi in quello che è stato il nostro viaggio avventuroso attraverso il tempo. Un percorso di avvicinamento che dal lontano Ordoviciano ci ha condotto verso il tardo Olocene. Dopo quasi mezzo miliardo di anni di incessanti modificazioni il Friuli del terzo millennio è ora di nuovo alle porte.

Le forme dei monti e delle vallate cominciano ad apparire quelle che le nostre frequenti camminate ci hanno ripetutamente impresso nella memoria. Altri cambiamenti stanno comunque per affermarsi: saranno gli ultimi brevi capitoli di questo lungo racconto modellato su una serie di incredibili colpi di scena.

Pochi secondi ancora di viaggio, ma sufficienti a percepire alcuni nuovi estesi frangimenti. Questa volta, pur non modificando il reticolo fluviale, bloccano per alcune migliaia di anni i drenaggi delle rispettive vallate. Si generano così vasti laghi sul fondo delle valli principali.

Lo spettacolare franamento dei Monti di Rivo e Cucco (fig. 20.8) - circa 50 milioni di metri cubi di fragile roccia dolomitica - dà origine ad un paleolago di 6 km² che copre i territori della media Valle del But, lì dove alcune migliaia di anni più tardi sorgeranno Sutrio e Paluzza (fig. 20.11).

Parallelamente, un secondo grande frangimento ci sorprende attirando la nostra attenzione. Nel Canale d'Incarojo la frana del Bosco Bandito, quasi di fronte a Salino, blocca le acque del T. Chiarsò che, anche in questo caso, formano un paleolago. Le acque dell'invaso si allungano fino a raggiungere la zona dove sorgerà Dierico (figg. 20.9 e 20.10) e finiscono per lambire la futura Paularo.

Fig. 20.1 - La Valle del Torrente But, all'altezza di Paluzza e Sutrio. Vista da nord, dai contrafforti calcarei che sovrastano il ripiano di Pramodio. Il tratto di valle ospitò un lago di sbarramento per frana tra 10.000 e 5.000 anni fa.

Da ultimo il grande franamento della Cresta del Ferro che, a soli 4.600 anni dal presente, blocca le acque del Fiume Piave, generando il paleolago di Sappada (fig. 20.11). È quasi storia dei giorni nostri.

Le ultime immagini di viaggio che ci resteranno impresse sono i riflessi di quei tre laghi alpini formati dalle grandi frane post-glaciali e cancellati, uno dopo l'altro, dai riempimenti alluvionali e dalle successive inesorabili erosioni fluvio-torrentizie.

Quelle stesse erosioni dalle quali, caparbiamente, su tutto il territorio raccontato, cerchiamo oggi di tutelarci arginando ed interrompendo le modificazioni che la Natura, pervercacemente, è intenzionata a portare a compimento. Cambiamenti che aggiungeranno nuovi capitoli alla storia evolutiva del territorio.

Attraverso queste pagine ne abbiamo riletto insieme il copione, interrotto, ma solo per il momento, all'inizio del terzo millennio.

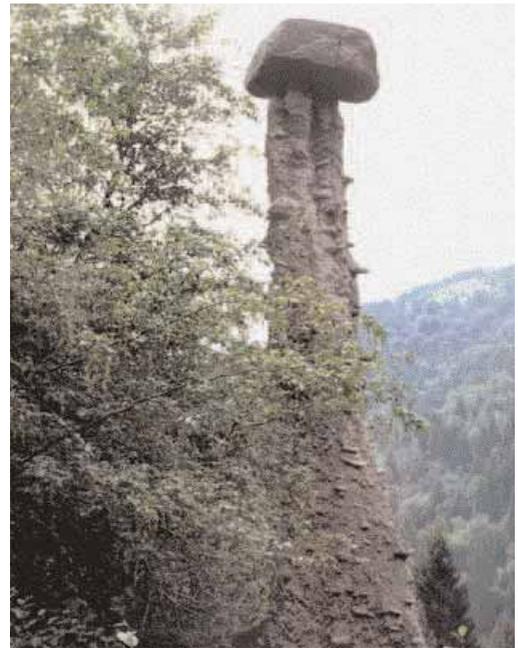


Fig. 20.2 - Piramide di terra. Fielis (Zuglio). Particolare forma di erosione dovuta all'azione di acque battenti e ruscellanti. Era l'ultima di un gruppo di "piramidi" che gli agenti atmosferici e il terremoto del 1976, hanno definitivamente cancellato.

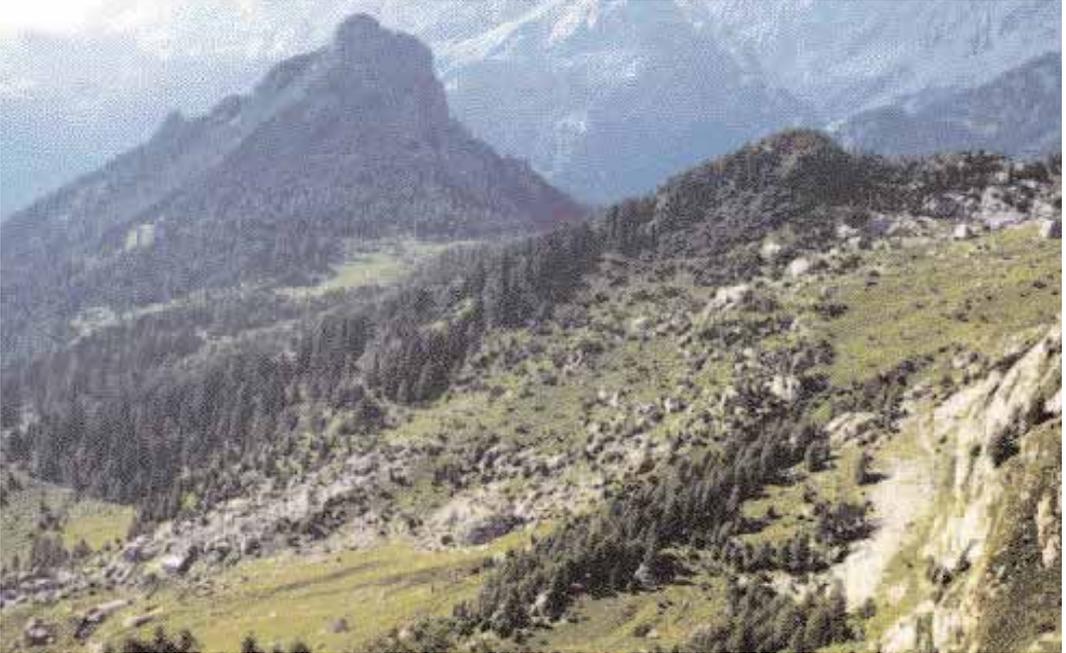


Fig. 20.3 - Paleofrana tardoglaciale rappresentata da un accumulo a grossi blocchi. Sulla sinistra si nota la piccola piramide del M. Vas di Forni Avoltri (1964 m). Vista da sud-est.



Fig. 20.4 - Laghi d'Olbe (2166 m), a nord di Sappada. Vista da nord-est. Il ripiano ospita morfologie glaciali conquistate dalla progressiva avanzata dei conoidi detritico-deiettivi (**dt**) che hanno tratto origine dal disfacimento dei rilievi dolomitici della Cresta del Ferro.

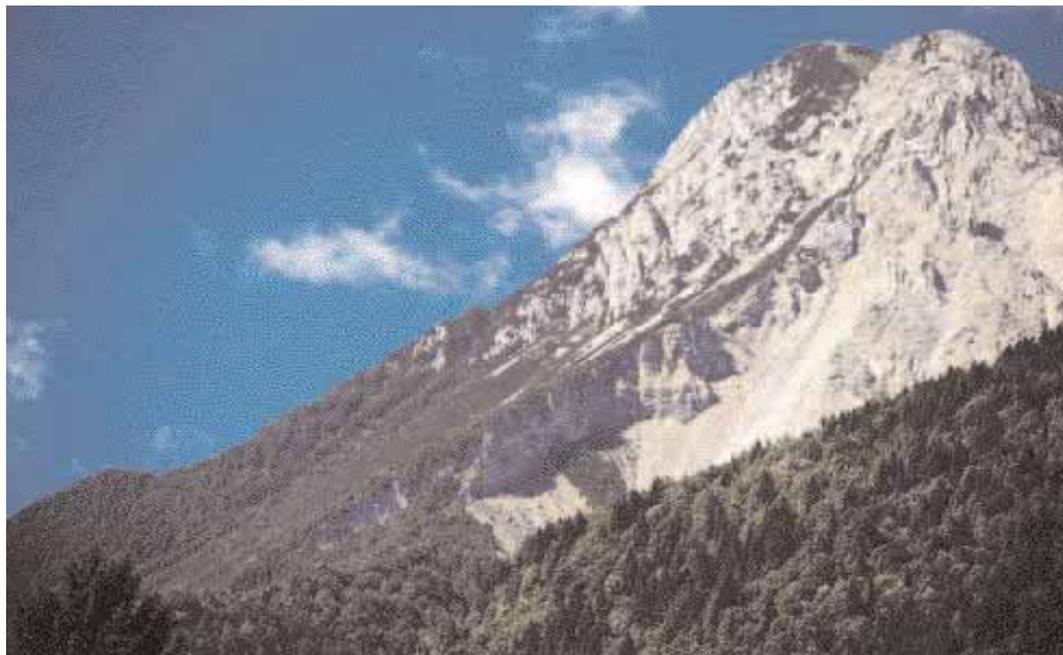


Fig. 20.5 - M. Tersadia, versante orientale. Vista dai ripiani a nord-est di Paularo. Si nota, profondamente inciso, un deposito clinostratificato (antichi detriti di falda, **al₁**) appoggiato alla successione anisica ad assetto quasi orizzontale.



Fig. 20.6 - Laghetto Avostanis (1936 m), a nord-est di Timau. Vista da ovest. È un invaso di origine glaciale guidato dalla presenza di una faglia di età alpina. Sulla sinistra la scoscesa parete calcarea che, delimitata dalla faglia, ha generato per disfacimento la sottostante falda detritica (**dt**).



Fig. 20.7 - Sommità del M. Coglians (2780 m), il più elevato delle Alpi Carniche. La cima è il primo contrafforte roccioso sulla sinistra. Si raggiunge tramite sentiero (per mediamente esperti) che, lungo le falde di detrito (**df**), conduce fino quasi alla sella tra il primo e il secondo contrafforte. Da lì prosegue, svoltando a sinistra, con salita abbastanza agevole su roccia.



Fig. 20.8 - La doppia nicchia di frana dei Monti di Rivo e Cucco (Valle del T. But, versante sinistro). Innescatasi circa 10.000 anni fa, probabilmente in seguito ad una scossa sismica con epicentro locale, l'accumulo bloccò il fondovalle generando un lago di sbarramento che sopravvisse per 5.000 anni. Vista dal ripiano di Malga Dauda, da ovest-sudovest.

Affioramenti

Sono diffusi a “macchia di leopardo” su tutto il territorio. In particolare la concentrazione maggiore (**al₂**, **al₃**) si verifica nei fondivalle e ai piedi dei massicci dolomitici e calcareo-dolomitici le cui caratteristiche litologie fragili e fratturate hanno rifornito e stanno rifornendo detriti i versanti (**df**). Localizzati episodi di frana, segnati in carta con una specifica simbologia, sono presenti in vari settori.

Punti... di vista

Gli unici affioramenti significativi di depositi olocenici alluvionali, recenti (ma non attuali, **al₃**) e stabilizzati (**al₂**), visibili in quanto esposti dalle erosioni e privi di coperture vegetali, si incontrano rispettivamente a Sappada, in corrispondenza della confluenza del Rio Storto nel Fiume Piave, e a sud di Paularo, lungo la strada che porta dal Ponte Foos a Domedéal. In entrambi i casi si tratta di depositi deltizio-lacustri propiziati da temporanei sbarramenti vallivi formati per accumulo di frana.

In molti altri casi dei depositi olocenici possono essere individuate con facilità le forme, quasi sempre rappresentate da conoidi di deiezione (forme positive) e da terrazzamenti (forme negative), sviluppati a spese sia degli stessi conoidi, sia di originari depositi fluvio-deltizio-lacustri di fondovalle.

Tra i conoidi non possono passare inosservati quelli, numerosi, della valle di Sappada; quello del Rio Miozza di Agrons, a sud di Ovaro; del Rio Moscardo, tra Paluzza e Timau; del Rio Randice e del Monte di Rivo, presso Arta Terme; del Rio Senata, a est di Pontebba.

I più appariscenti terrazzi di escavazione fluviale e/o torrentizia sono conservati nelle alluvioni di fondovalle che riempiono i solchi vallivi principali. A tal proposito si citano i settori di Forni Avoltri, di Paluzza-Sutrio e di Paularo.

Un ulteriore tipo di deposito olocenico molto diffuso è il caratteristico detrito di falda e di versante (**df**), spesso rimobilizzato da proces-

si di colata, attivi durante periodi di intense precipitazioni. L'affioramento più significativo, tra quelli non rivestiti di vegetazione e più facilmente raggiungibili, è senza dubbio l'imponente fascia detritica (fig. 13.1) che orla il versante nord del M. Siera (seggiovia da Cima Sappada).

Ad esso si aggiungono gli spettacolari conoidi detritici del versante settentrionale del M. Lastroni, alle sorgenti del Piave, e le ineguagliabili falde di detrito che orlano tutte le pareti nord dei Monti Volaia, Capolago, Coglians e della Creta delle Chianevate. Suggestive le falde di detrito che soffocano la strettissima e inquietante vallecòla de La Chianevate, orlata da immense pareti strapiombanti dalle quali vale la pena farsi avvolgere, percorrendone il fondo.

Interessanti gli accumuli di frana. Tra questi si possono citare la paleofrana di Cleulis, quella del Bosco Masareit, sede di imponenti sistemazioni idrauliche, e del M. Terzo, tutte ubicate lungo il versante destro dell'alto T. But-Rio Chiaula. Favolosa nella sua estensione la doppia nicchia di frana dei Monti di Rivo e Cucco (fig. 20.8) che propiziò la formazione del paleolago di Sutrio e Paluzza, attivo tra i 10.000 e i 5.000 anni fa. I suoi depositi lacustri (**al₂**) furono asportati dalle erosioni del T. But, e in parte vennero ricoperti dalle alluvioni del conoide del Rio Randice.



Fig. 20.9 - Incisioni e terrazzamenti fluviali presenti in località Dioor, a sud di Paularo. Sono connessi al rapido approfondimento erosivo del T. Chiarsò e dei suoi affluenti, conseguenza dello svuotamento del bacino lacustre olocenico. Occupava la vallata a causa di una frana che bloccò temporaneamente i deflussi.



Fig. 20.10 - Il paese di Dierico (Paularo) si è sviluppato su quanto resta di un esteso conoide fluvio-deltizio (al₂) postglaciale (Olocene) profondamente inciso dalle acque del Rio Mueia e del T. Chiarsò. Vista da sud, dalla borgata Dioor.



Fig. 20.11 - La Valle di Sappada solcata dal Fiume Piave che scorre verso ovest. Vista da est. Circa 4.600 anni fa ha ospitato un lago favorito da un franamento della parete dolomitica della Cresta del Ferro che, per un periodo stimato intorno a 1000 anni, bloccò il deflusso del Fiume Piave.



Fig. 20.12 - Lago Dimon (1852 m), collocato nella conca glaciale del monte omonimo. La conca è stata prodotta da sovraescavazione glaciale würmiana. Il lago è raggiungibile via Ligosullo-Valdajet con strada sterrata non ripida ma che può presentare tratti dissestati.

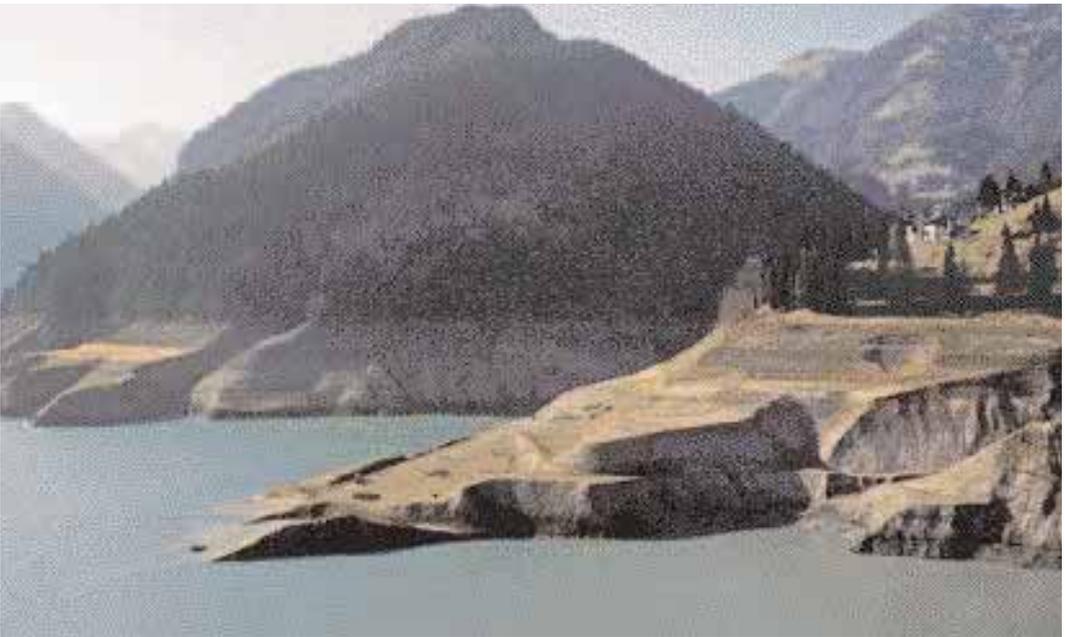


Fig. 20.13 - Lago di Sauris (circa 980 m). Invaso artificiale creato lungo la Valle del T. Lumiei negli anni '40 dalla società SADE, la stessa che realizzò la diga del Vajont. Il lago è qui ripreso in una fase di particolare calo del proprio livello, in genere più alto di almeno 50 m.

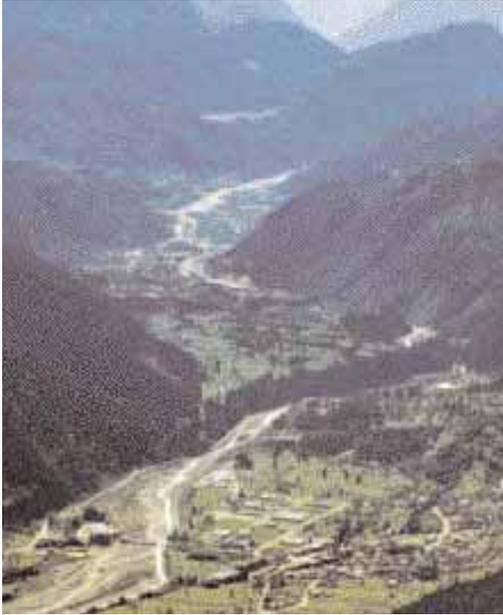


Fig. 20.14 - La conca di Sutrio (sulla destra) e Paluzza. Vista da nord. Circa 10.000 anni fa uno sbarramento per frana (50 milioni di metri cubi di roccia dolomitica friabile) propiziò lo sviluppo di un paleolago. Ampio circa 6 km² e profondo fino a 100 m scomparve intorno a 5.000 anni or sono per riempimento progressivo ed abbattimento per erosione fluviale dello sbarramento di frana.

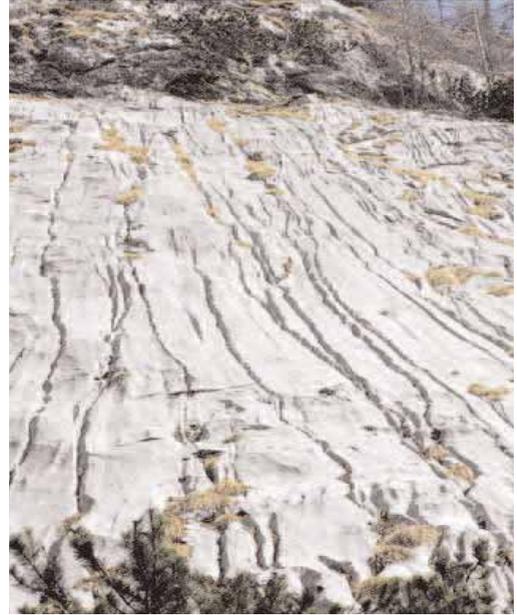


Fig. 20.15 - Fra gli agenti modellatori che hanno agito intensamente nel territorio carnico durante il Quaternario gioca un ruolo significativo il fenomeno carsico che si sviluppa sia nel sottosuolo che in superficie dove scolpisce le rocce calcaree (ma anche i gessi) dando loro forme particolari. Solchi carsici sulle pareti calcaree devoniane della Val Bordaglia.



Fig. 20.16 - Forcella Duron (Ligosullo). Allineamenti di doline lungo un sistema di fratture (o faglie) che interessa il substrato gessoso della Fm. a Bellerophon (**B₁**). Le doline della foto (distribuite su due distinti allineamenti) sono causate da dissoluzioni con progressivi crolli della volta di cavità carsiche sviluppate a spese dei gessi permiani (**B₁**).

Per saperne di più

- BRAGATO P.L., BRESSAN G. & VENTURINI C., 2000 - Orientazione e stato di sforzo tettonico agente nell'area del Friuli Venezia Giulia. In: G.B. CARULLI & G. LONGO SALVADOR (a cura di): "Riassunti delle comunicazioni orali e dei poster, 80° riunione estiva della Soc. Geol. It., Trieste 6-8 sett. 2000". *Università di Trieste*: 99-100, Trieste.
- BRESSAN G., BRAGATO P.L. & VENTURINI C., 2003 - Stress and strain tensors based on focal mechanisms in the seismotectonic framework of the Friuli-Venezia Giulia Region (NE Italy). *Bull. Seism. Soc. of Am.*, 3: 1280-1297.
- BRESSAN G., SNIDARCIC A. & VENTURINI C., 1998 - Present state of tectonic stress in the eastern Southern Alps (Friuli Region). *Tectonophysics*, 292: 211-227.
- CASTIGLIONI G.B., 1961 - L'erosione attuale nella conca di Sauris (Carnia). In: G. MORANDINI (a cura di) "Aspetti geografici dell'erosione del suolo in Italia". Vol. II, *Strabilimento Tipografico Nazionale*: 91-112, Trieste.
- DE GASPERI G.B., 1916 - Grotte e voragini del Friuli. *Mondo Sottoraneo*, XI (1915): 1-219.
- FRIZ C., GATTO G., SORANZO M. & VILLI V., 1982 - Influenza dei fattori geologici e geologico-tecnici sulle condizioni di dissesto del versante sinistro della media Val Pesarina (Carnia). *Mem. Sc. Geol.*, 35: 173-202.
- GORTANI M., 1906 - Le piramidi di erosione e i terreni glaciali di Fielis in Carnia. *Mondo Sottoraneo*, V (6): 3-9.
- GORTANI M., 1920 - I bacini della But del Chiarsò e della Vinadia in Carnia. Geologia, morfologia, idrografia. Carta della permeabilità delle rocce. *Uff. Idrogr. Regio Magistr. alle Acque di Venezia*, 104: 71 pp.
- MARTINIS B. (a cura di), 1979 - Le acque sulfuree di Arta (Carnia) ed il loro ambiente geologico. *Aviani Ed.*: 186 pp.
- TALAMO R., PAMPALONI M. & GRASSI S., 1978 - Risultati delle misure di livellazione di alta precisione eseguite dall'Istituto Geografico Militare nelle zone del Friuli interessate dalle recenti attività sismiche. *Boll. Geod. Sc. affini*, 38 (1): 61-75.
- VENTURINI C., 1991 - Evoluzione geologica e morfologica del bacino dell'alto But. In: "Pramosio, Paluzza-Udine". *Reg. Aut. Friuli-Venezia Giulia*: 69-81, Udine.
- VENTURINI C., 2003 - Il Friuli nel Quaternario: l'evoluzione del territorio. In: G. MUSCIO (a cura di) "Glaciers. L'Età dei Ghiacci in Friuli: ambienti, climi e vita negli ultimi 100.000 anni. Catalogo della mostra". *Mus. Friulano St. Nat.*: 23-105, Udine.
- VENTURINI C., DISCIENZA K. & GARUTI D., 2004 - The drafting project of a composite geosite: the Sutrio palaeolake (Carnic Alps). In: G. PASQUARÈ & C. VENTURINI (eds.) "Geological Mapping in Italy". *APAT*: 297-306, Roma.

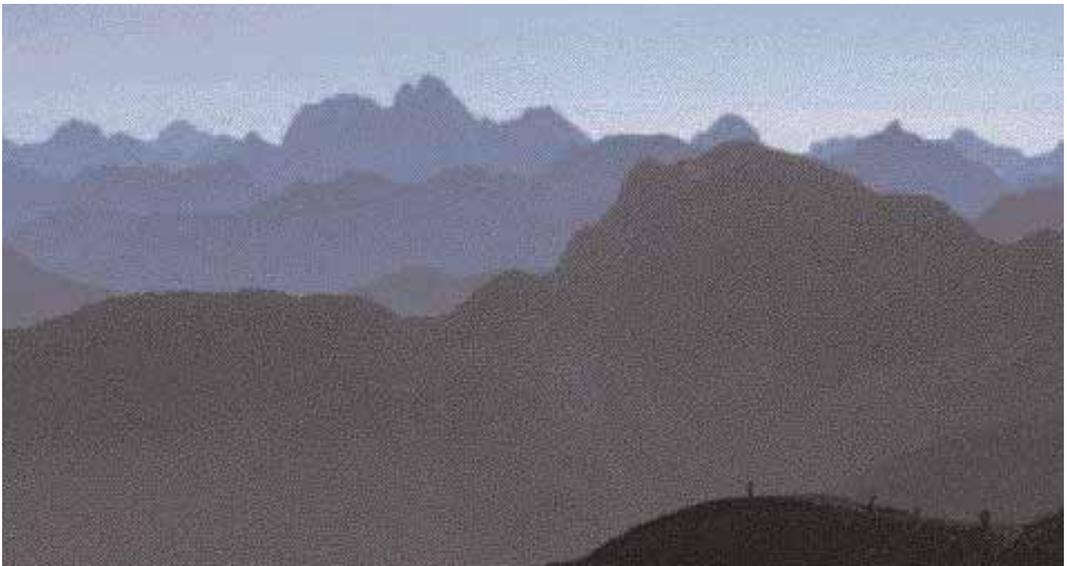
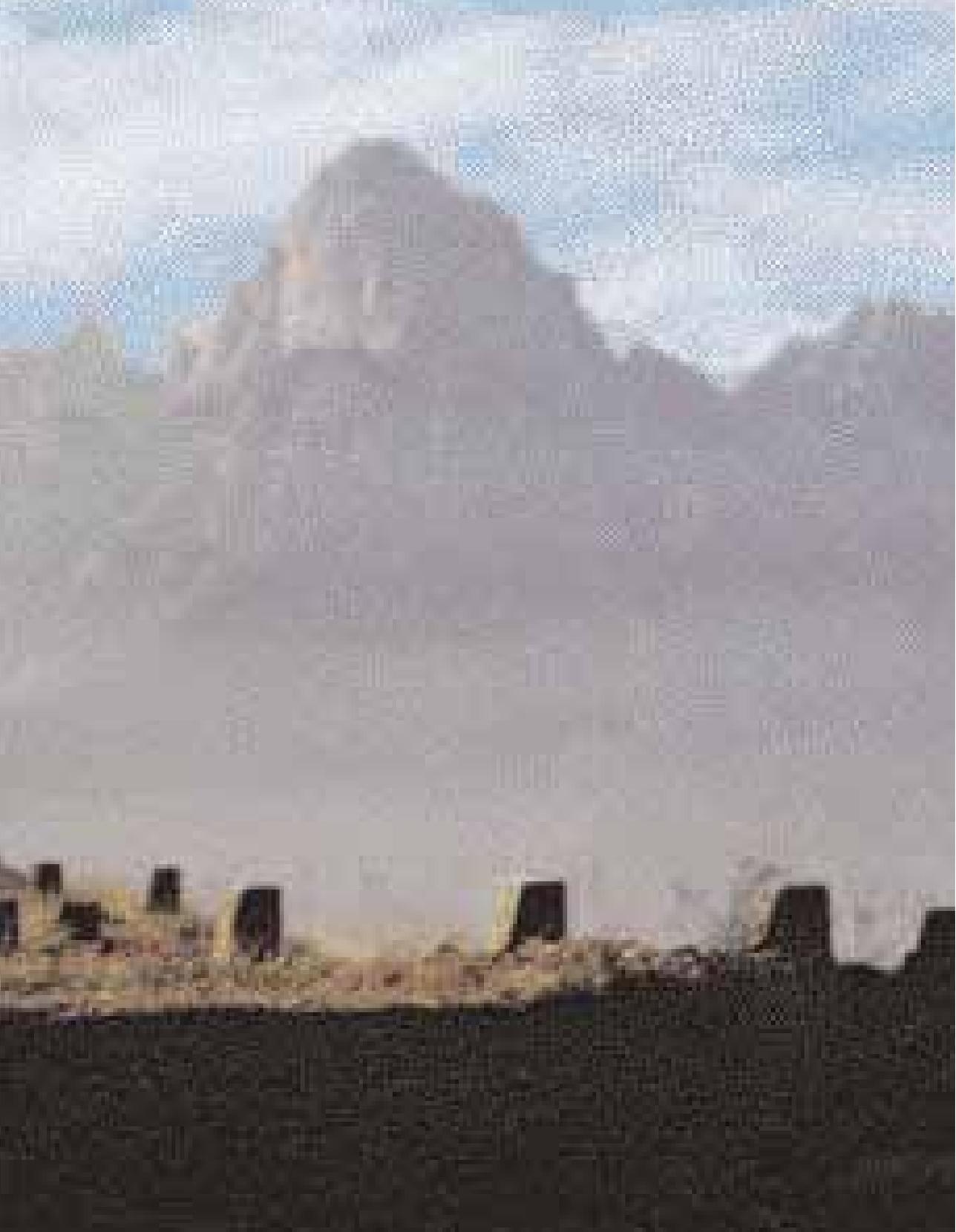


Fig. 20.17 - Quinte rocciose delle Alpi Carniche centrali e Giulie. Vista da nord-ovest. Riconoscibile da sinistra l'inconfondibile profilo a "ferro da stiro" della Creta di Aip (Troglkofel). Accanto sulla sky-line, ma molto più distante, la piramide del Montasio. Il profilo che svetta sopra tutti è quello del M. Sernio.

21. ITINERARI NEL PASSATO



Il territorio trattato nel presente volume ha delle aree peculiari in cui è possibile trovare, concentrati in spazi relativamente ristretti, siti di osservazione geologica e/o morfologica di particolare interesse.

Sono siti che abbinano la capacità di trasmettere informazioni e suggestioni ad una praticabilità dei punti di osservazione. I siti prescelti sono difatti quasi sempre raggiungibili senza difficoltà, tramite strade, mulattiere e sentieri, oppure risalendo alvei di torrenti durante le stagioni favorevoli.

Raramente è necessario affrontare ferrate o tratti esposti, i quali comunque sono segnalati nel breve commento al punto di osservazione. I siti, raggruppati in sei distinte aree, sono ubicati su “Carte Topografiche per Escursionisti” alla scala 1:25.000, della Casa Editrice Tabacco.

I contenuti geologici e morfologici di ogni sito solo di rado risultano collegati da un filo (crono)logico. Il più delle volte la loro presenza e distribuzione in una delle sei aree è funzione della mutua vicinanza, in aggiunta ai presupposti di valenza e raggiungibilità sopra enunciati. Con tali premesse il potenziale escursionista ha il vantaggio di trovare raccol-

ta, in uno spazio relativamente ridotto, una serie di spunti verso i quali indirizzare le proprie scelte di osservazione diretta.

I siti sono identificati sulla carta topografica della corrispondente area (ridotta alla scala 1:30.000 circa) tramite un bollo rosso o, in alternativa, blu.

I bolli rossi localizzano un affioramento roccioso (G) oppure un elemento morfologico o un deposito quaternario (M) di particolare significato. I bolli blu, al contrario, individuano i punti di osservazione panoramica dai quali traguardare evidenze geologiche o morfologiche di particolare rilevanza. Linee blu in tratteggio congiungono queste ultime al rispettivo punto di osservazione.

In conclusione le sei aree prescelte intendono fornire, in sinergia con i contenuti dei paragrafi **Punti... di vista** e la lettura della “Carta Geologica delle Alpi Carniche”, un ulteriore e più preciso suggerimento di contatto diretto con il territorio, alla ricerca di alcuni di quegli elementi che mi hanno consentito di raccontarvi l'appassionante e coinvolgente passato geologico e morfologico delle Alpi Carniche.

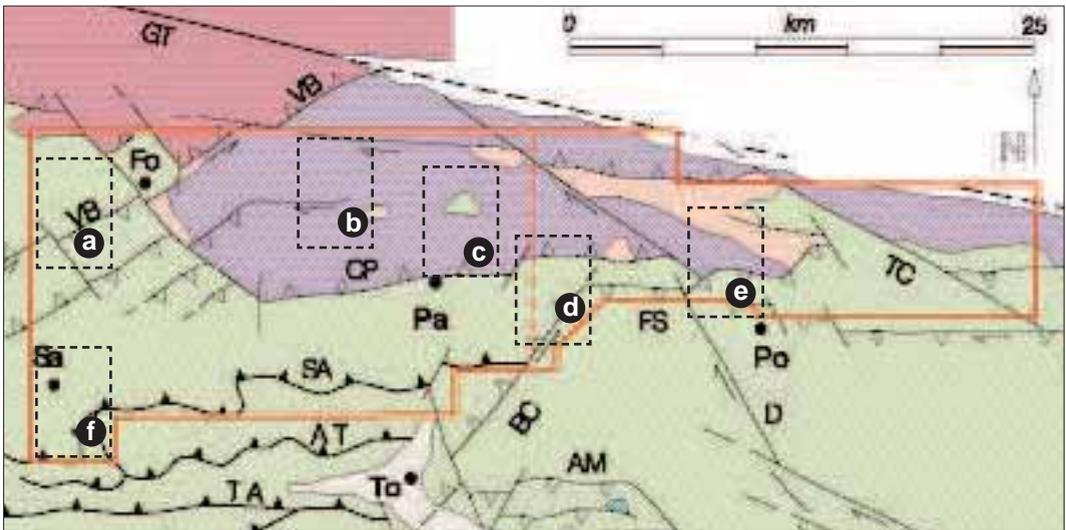
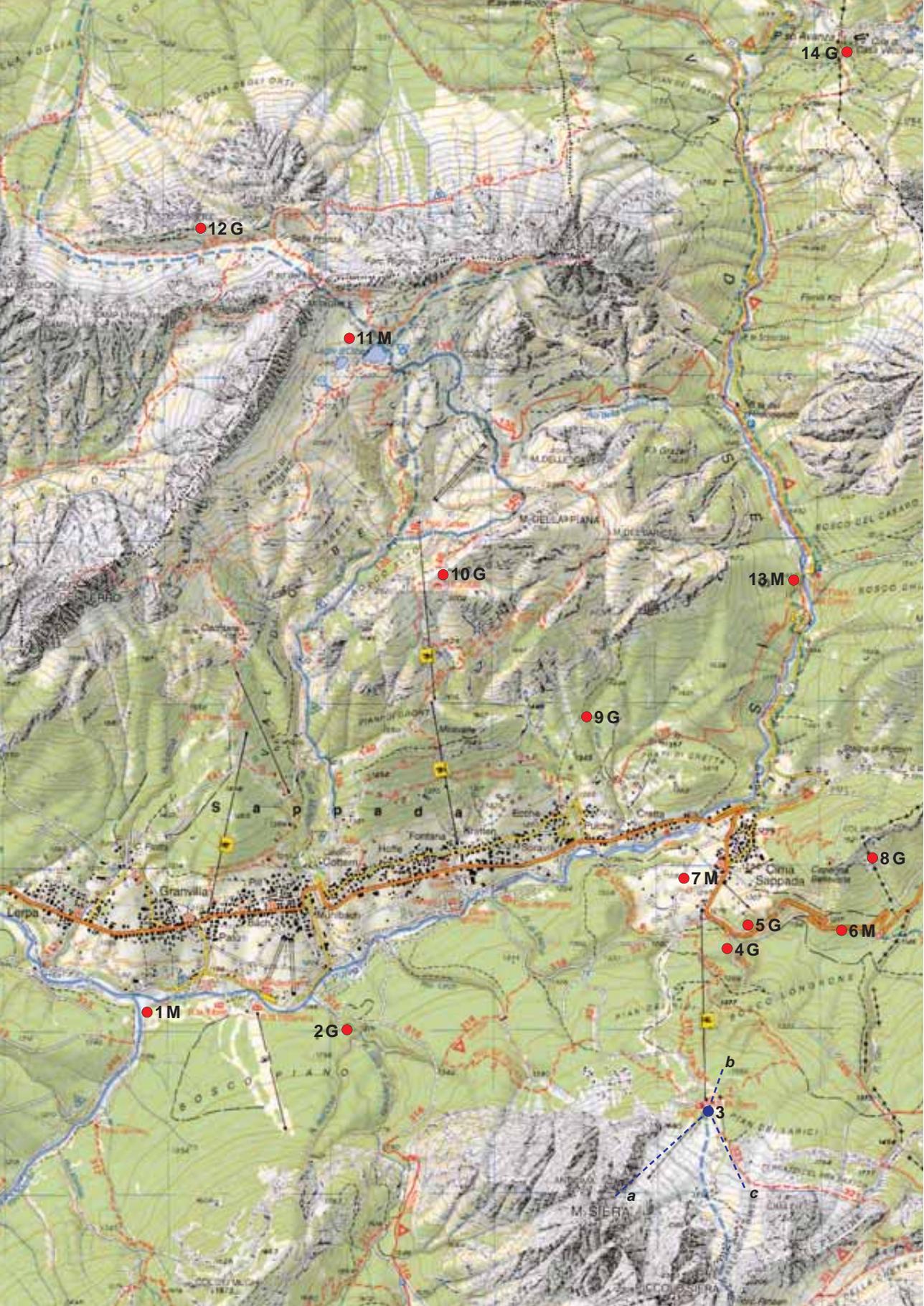


Fig. 21.1 - A sinistra: il M. Sernio (2187 m) traguardato dalla mulattiera che costeggia il Lago Dimon (1842 m).

Fig. 21.2 - Sopra: quadro d'unione degli itinerari proposti in questo capitolo. a) Sappada, b) M. Coglians, c) Timau, d) Paularo, e) Passo Pramollo, f) Sauris.



1M

2G

7M

5G

4G

6M

8G

9G

10G

13M

11M

12G

14G

b

a

c

3

S a p p a d a

COSTA DEGLI ORTI

S O S C O P I A N O

M. SIERRA

P I A N O D E L L O N G H E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

P I A N O D E L L E S I E R R E

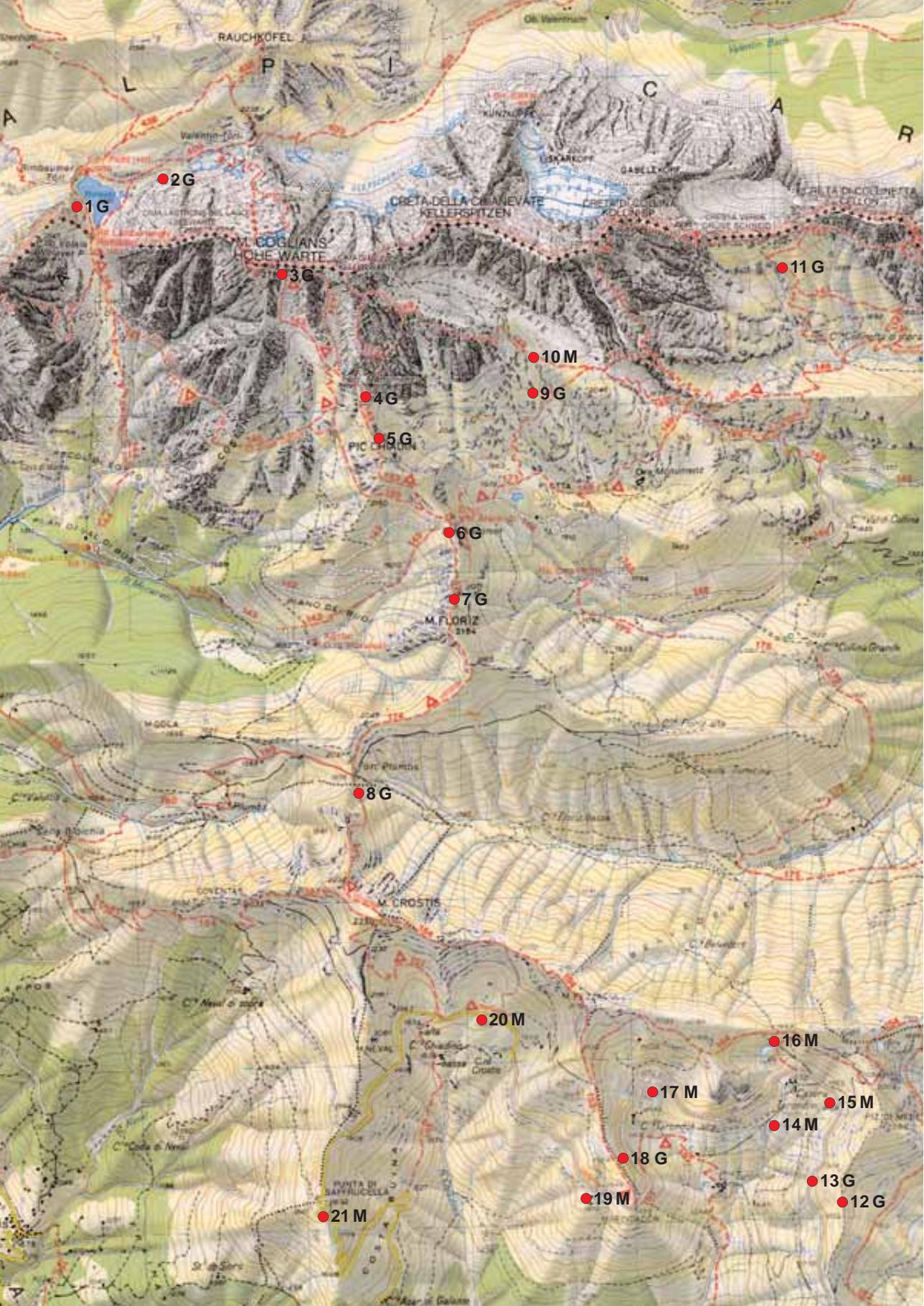
P I A N O D E L L E S I E R R E

I dintorni di Sappada

- 1 **M** - Limi lacustri (limi basali, datazione ^{14}C : circa 2600 a.C., **al**₂). Affiorano per breve tratto lungo la sponda destra del Rio Storto, a poca distanza dalla confluenza con il F. Piave, dove è visibile anche l'appoggio degli stessi al substrato triassico. [Cfr. VENTURINI et al., in stampa; vedi pagg. 153-155 - Rif. in Cap. 2].
- 2 **G** - Areniti torbiditiche e marne (Fm. di Wengen, **LV**) con intercalazioni di calcareniti e marne (Fm. di San Cassiano, **SC**). Affiorano lungo il basso corso del Rio Siera. L'alveo si raggiunge dal sentiero 316. In **SC** concentrazioni di radioli di echinidi e più rari coralli. Localizzati noduli di pirite (1-3 cm) e letti di frustoli in **LV**.
- 3 - Vista panoramica: a) sul M. Siera (**PAC**); b) sulla morena laterale (**ml**) generata dal piccolo ghiacciaio del M. Siera e durante il tardoglaciale; c) sulle falde detritiche (**df**) prodotte dal disfacimento di **PAC**.
- 4 **G** - Areniti torbiditiche e marne (Fm. di Buchenstein, **BU**); (cfr. fig. 13.9).
- 5 **G** - È questo uno degli affioramenti di "pietra verde" (Fm. di Buchenstein, **BU**) più facilmente raggiungibili. Deposito ad affinità vulcanica riconoscibile per il caratteristico colore.
- 6 **M** - Morena frontale (**ms**) ascrivibile allo stadio di Bühl. Fa parte del sistema di archi tardoglaciali (16.000-13.000 anni fa) prodotti nel settore di Cima Sappada dai ridotti nuclei glaciali del M. Siera da un lato, e del M. Peralba dall'altro. Nel momento iniziale di massima espansione (stadio di Bühl) due lingue glaciali di provenienza opposta, confluivano nel settore di Cima Sappada (cfr. punto 7 **M**).
- 7 **M** - I prati di Cima Sappada coprono un deposito fluviale sub-orizzontale (**al**₂) accumulato circa 15.000 anni fa sul retro di archi morenici frontali (**ms**, stadio di Bühl). Questi sono in parte ancora preservati ai bordi della spianata e a tratti emergono dalle alluvioni come rilievi piramidali. Verso Cretta ci si imbatte nel profondo solco erosivo del F. Piave che ha distrutto parte del deposito alluvionale (**al**₂) e della morena (**ms**) che lo conteneva. [Cfr. VENTURINI, 2003; vedi pagg. 63-64 - Rif. in Cap. 2].
- 8 **G** - Il rio anonimo conserva una ripida successione terrigena di strati a granuli e ciottoli calcarei con intercalazioni marnose (Conglomerato di Richthofen, **Ri**). Impronte di piccoli rettili in un livello arenitico. Verso le sorgenti si passa a strati carbonatici, prima del Calcere di Morbiac (**Mo**) e poi della Fm. dell'Ambata (**Am**). Seguono vulcaniti (**BU**) con frammenti di **Mo** e **Am**. Percorso riservato a mediamente esperti. [Cfr. VENTURINI et al., in stampa; vedi pag. 221, Sez. 11 - Rif. in Cap. 2].
- 9 **G** - La risalita del Rio Fauner mostra i caratteri torbiditici delle areniti e marne ("arenarie di Zoppè") appartenenti alla Fm. di Buchenstein (**BU**). Sono ricche in frustoli e controimpronte di fondo.
- 10 **G** - Lungo la pista da sci i carbonati grigi massicci (**PAC**) hanno breccie sinsedimentarie rossastre che riempiono fratture e faglie beanti di età ladinica (fig. 13.7). Stesse evidenze anche lungo la strada sterrata che verso ovest, 200 m più in basso, costeggia il vicino Bosco Alto.
- 11 **M** - I Laghi d'Olbe (fig. 20.4) occupano una fascia di sovraescavazione glaciale würmiana rivestita di detriti di falda (**df**), tuttora in espansione, prodotti dal crioclastismo attivo sulle pareti della Cresta del Ferro (**PAC**). Intorno ai laghi si nota una serie di morene stadiali tardoglaciali (**ms**).
- 12 **G** - Il M. Franza-M. Popera (fig. 12.5) offre un'ottima esposizione della Fm. di Dont (**Do**) che si appoggia alla Dolomia del Popera (**SR**) e mostra al suo interno uno spesso orizzonte di breccia a grossi elementi di **SR**. Fu prodotto da un franamento sottomarino generato durante l'Anisico a causa del formarsi di un gradino di faglia. [Cfr. ASSERETO & PISA, 1978 - Rif. in Cap. 12].
- 13 **M** - La strada interseca una morena frontale dello stadio di Bühl (**ms**). Intorno a 15.000 anni fa bloccò temporaneamente la Valle del F. Piave al quale si deve la parziale erosione dell'accumulo.
- 14 **G** - Il sentiero da Casera di Casa Vecchia verso il punto quotato 1753 intercetta il Conglomerato di Sesto (**CS**) qui formato da soli clasti quarzosi arrotondati, ripresi e riciclati dai sottostanti depositi di età carbonifera sup. del bacino di Forni Avoltri.



Fig. 21.3 - La conca di Sappada con la Cresta del Ferro dalla quale si è staccata la paleofrana che ha generato il paleologo. Vista da est.



II dintorni del M. Coglians

- 1 **G** - Lungo il Costone Lambertenghi (fig. 4.2) si sovrappongono tettonicamente due scaglie formate entrambe da successioni della stessa età (Ordoviciano-Carbonifero) composte dalle medesime unità (**Uq-S-D-Hw**), ma con spessori e caratteri molto differenti. [Cfr. VAI et al. (a cura di), 2002; vedi pagg. 218-219 - Rif. in. Cap. 2].
- 2 **G** - Lungo i Lastrons del Lago (fig. 5.3) affiora in continuità l'intero Devoniano Inf. (**D₁₋₄**). È rappresentato da calcari inizialmente stratificati che, dopo un'intercalazione massiccia, danno luogo ad un prisma biohermale potente 500 m. I detriti alla base del versante contengono ricche faune a stromatoporoidi, molluschi, tetracoralli e trilobiti. [Cfr. VAI et al. (a cura di), 2002; vedi pagg. 216-217 - Rif. in. Cap. 2].
- 3 **G** - Oltre quota 2600 m, lungo il sentiero, si attraversa il Devoniano Medio in facies di scogliera (**D₄**) ricco in stromatoporoidi, tabulati, tetracoralli, brachiopodi e più rari trilobiti. [Cfr. VAI et al. (a cura di), 2002; vedi pag. 221 - Rif. in. Cap. 2].
- 4 **G** - Negli immediati dintorni del punto si può cogliere la transizione tra i calcari di mare aperto (**D₅**) e l'esiguo spessore di radiolariti (selci stratificate, **Zo**), e tra queste e le areniti e peliti della Fm. del Hochwipfel (**Hw₁**). A scala più ampia la stessa transizione è visibile in fig. 7.7.
- 5 **G** - Lungo il sentiero 143 alle areniti e peliti della Fm. del Hochwipfel (**Hw₁**) si intercalano orizzonti conglomeratici grossolani (**Hw₃**) depositi in mare mediamente profondo. La successione pelitica è ricca in frustoli e piante terrestri fluitate. [Cfr. VAN AMERON et al., 1984 - Rif. in. Cap. 7].
- 6 **G** - Il sentiero 174 intercetta il passaggio stratigrafico netto tra le F.ni del Hochwipfel (**Hw₁**) e del Dimon (**Di₁**), qui entrambe rappresentate da areniti e peliti.
- 7 **G** - Da questo punto, procedendo verso sud, inizia un potente spessore di argilliti (*slate*) rosse e verdi (**Di₂**), intercalate ad areniti e peliti grigio-verdi (**Di₁**), entrambe litofacies della Fm. del Dimon.
- 8 **G** - Il sentiero 174 qui interseca l'asse di un'anticlinale pluridecimetrica sviluppata nelle areniti e peliti grigio-verdi della Fm. del Dimon (**Di₁**).
- 9 **G** - La zona della Chialderate offre affioramenti ben percorribili fuori sentiero con frequenti stromatoporoidi (fig. 5.11) e gasteropodi in evidenza sulle superfici dei depositi calcarei biohermali di età devoniana media (**D₄**).
- 10 **M** - Splendido esempio di morena laterale (**ml**). Sottolinea l'originario confinamento del piccolo ghiacciaio locale la cui lingua, nel tardoglaciale, fluiva in direzione di Timau.
- 11 **G** - Il sentiero 147 intercetta alcuni dei numerosi grandi blocchi calcarei (olistoliti) che, insieme agli orizzonti di breccia calcarea (olistostromi, fig. 7.2), rappresentano franamenti sottomarini (**Hw₂**) di porzioni della successione devono-dinantina (**D**). Si depositavano tra le areniti e peliti della Fm. del Hochwipfel (**Hw₁**) intercalandosi ad esse.
- 12 **G** - Argilliti (*slate*) rosse e verdi (**Di₂**) della Fm. del Dimon in uno dei siti di maggiore estensione e chiarezza d'esposizione.
- 13 **G** - Areniti e peliti grigio-verdi (**Di₁**) della Fm. del Dimon, caratterizzate da frequenti pieghe asimmetriche generate dalle compressioni dell'orogenesi alpina (fase neoalpina, stadio tardivo; Pliocene).
- 14 **M** - Arco morenico stadiale tardoglaciale (**ms**). Fine del Pleistocene sup.
- 15 **M** - Ridotto cordone morenico laterale tardoglaciale (**ml**). Fine del Pleistocene sup.
- 16 **M** - Laghetto di sovraescavazione glaciale generato dal transito glaciale würmiano. Pleistocene sup.
- 17 **M** - Paleofrana (Olocene inf.?) generata dal crollo del settore sottostante al punto quotato 2089.
- 18 **G** - Ancora argilliti (*slate*) rosse e verdi (**Di₂**) della Fm. del Dimon in un ottimo ed esteso affioramento che all'osservazione dei caratteri litologici aggiunge la possibilità di approfondite osservazioni sulle deformazioni (tettonica).
- 19 **M** - Il punto è collocato sulla "trincea di deformazione gravitativa profonda" del Marindador. È il segnale di un'instabilità superficiale che col tempo potrebbe evolversi in frana coinvolgendo il settore a valle della trincea stessa.
- 20 **M** - Arco morenico stadiale tardoglaciale (**ms**). Fine del Pleistocene sup.
- 21 **M** - Doppia "trincea di deformazione gravitativa profonda" di Punta Saffrucella. Vale quanto scritto per il punto 19 **M**. Il futuro cedimento del settore potrebbe innerscarsi per un'intensa e concentrata piovosità o per una scossa sismica e cionvolgerebbe, a dispetto del nome, la Costa Buina, destinata a franare verso valle.

I dintorni di Timau

- 1 Dal piazzale del Tempio Ossario vista panoramica sulla strapiombante parete calcarea devoniana (**D_{3a}**) della Creta di Timau (indicato in carta come Gamspitz). Fa parte di una grande piega antiforme (fig. 8.4) generata durante l'orogenesi ercinica (Carbonifero) e poi smembrata da quella alpina.
- 2 **M** - Sorgente carsica di trabocco denominata Fontanòn di Timau (o Timavo Carnico). Nota sin dai tempi della dominazione romana sgorga una quarantina di metri sopra la strada. Dal ponte parte un sentiero che in 20' porta ad un sistema di grotte naturali e artificiali, ampliato nei secoli passati per scopi minerari (rame argentifero).
- 3 **M** - La sorgente carsica trabocca e scende lungo un accumulo a grossi blocchi che prosegue verso Timau. Dati di composizione, visibili qui anche lungo il taglio stradale, di tessitura e morfologici lo classificano come il residuo di un più ampio arco morenico stadiale (**ms**, stadio di Bühl) abbandonato da una lingua tardoglaciale circa 15.000 anni fa. [Cfr. VENTURINI, 2003; vedi pag. 60 - Rif. in Cap. 2].
- 4 **M** - Vale la pena salire dalla periferia ovest di Timau (5') e raggiungere con agile sentiero il poderoso vallo paramassi costruito a tutela del paese dai ricorrenti crolli di blocchi rocciosi spesso favoriti dai processi crionivali.
- 5 **M** - Questo punto si colloca nel tratto di cattura fluviale al quale si deve, presumibilmente intorno a 300.000 anni fa, un drastico cambio dei drenaggi. In origine, in corrispondenza di questa sezione della valle (non ancora formata) correva il limite di spartiacque tra i bacini del M. Adriatico e del M. Nero, con un crinale roccioso prossimo a 2.000 m che congiungeva il M. Terzo alla Crete del Mezzodì (Pramosio). [Cfr. VENTURINI, 1991 e 2003 - Rif. in Cap. 19].
- 6 **G** - Breccie di radiolarite (Fm. del Hochwipfel, **Hw₃**) ben esposte già alla base della salita a Casali Cret.
- 7 **G** - Il rilievo tondeggiante di q. 1028, interamente magmatico (**Hw_k**), è interpretato come un residuo del condotto di alimentazione (camino vulcanico) delle vulcaniti acide della vicina Crete del Mezzodì (cfr. fig. 7.10).
- 8 Dal ponte pedonale sul Rio Moscardo vista panoramica su: *a*) il paese di Cleulis, costruito su un accumulo di paleofrana che, unitamente all'ampliamento del conoide del Rio Moscardo, sbarrò temporaneamente i deflussi del T. But già in epoca tardoglaciale; *b*) il conoide del Rio Moscardo che, in assenza delle attuali radicali regimazioni, sarebbe ancora in fase di progradazione e aggradazione; *c*) la conca dirupata de La Muse, sede delle sorgenti del Rio Moscardo, nicchia di paleofrana forse innescatasi durante il ritiro glaciale würmiano.
- 9 Vista panoramica verso: *a*) la valle glacio-fluviale dell'alto T. But; *b*) il massiccio calcareo devoniano del Pizzo di Timau (indicato in carta come Creta di Timau, **D_{1,3,5}**), residuo di piega antiforme ercinica (fig. 8.4); *c*) la conca franosa de La Muse.
- 10 **G** - Calcarei a goniati e climenie (**D₅**) in strati sub-orizzontali con climenie difficilmente estraibili ma ben osservabili. Nelle vicinanze (oltre il rio) mineralizzazioni ad azzurrite e malachite nei calcari.
- 11 **G** - Contatto tra i Calcarei a goniati e climenie (**D₅**) e la Fm. del Hochwipfel (**Hw₁**). Verso la sorgente del piccolo rio (in destra idrografica) si apprezzano vistose breccie con blocchi di **D₅** e frammenti e blocchi di **Hw₁** inseriti in larghe fratture beanti di età carbonifera (filoni sedimentari).
- 12 **G** - Calcareniti di transizione prossimali (**D_{3b}**) ben esposte nel fronte di cava abbandonata. Passano superiormente ai Calcarei a goniati e climenie (**D₅**).
- 13 **G** - L'origine del Laghetto Avostanis (fig. 20.6) è connessa ad un controllo tettonico (faglia che delimita la parete calcarea (**D₅**) e ad un'esarazione glaciale delle più erodibili areniti e peliti della Fm. del Hochwipfel (**Hw₁**).
- 14 **G** - È qui ben esposto il contatto irregolare per dissoluzione tra i Calcarei a goniati e climenie (**D₅**) e le soprastanti erodibili areniti e peliti della Fm. del Hochwipfel (**Hw₁**).
- 15 **G** - Vulcaniti acide (**Hw_k**) con inclusi rari blocchi di calcare devoniano (**D**) strappati dal magma in risalita che attraversava la successione rocciosa paleozoica (cfr. fig. 7.10).
- 16 **M** - La migliore vista sulla conca dissestata de La Muse è da questo tratto del suo cornicione di bolgia dantesca.
- 17 **G** - Contatto discordante tra la Fm. del Dimon (**Di₁**) e le Arenarie di Val Gardena (**VG**), qui rappresentate da peliti a *caliche* deposte in un'antica pianura alluvionale (fig. 10.11).
- 18 **G** - Contatto discordante tra la Fm. del Dimon (**Di₁**) e le soprastanti Arenarie di Val Gardena (**VG**) sulla soglia della conca glaciale che ospita il Laghetto Dimon (figg. 7.1 e 20.12).
- 19 **G** - Areniti e peliti della Fm. del Dimon (**Di₁**).
- 20 **G** - Vulcaniti basiche (lave e prevalenti breccie di lave a *pillow*, generate dalla frammentazione delle lave sottomarine che, a contatto con l'acqua, si raffreddano molto rapidamente) della Fm. del Dimon (**Di₃**).



I dintorni di Paularo

- 1 **G** - Il rio e il sentiero attraversano ottime esposizioni della Fm. del Serla (mb. di Lusnizza, **sr**₁) che 150 m oltre il ponte passa al mb. dell'Arvenis (**sr**₂).
- 2 **G** - Calcarei rossi in strati sottili della Fm. del M. Bivera (**Ba**). Fanno parte di un sottile orizzonte che affiora in modo discontinuo (fig. 12.8) e che qui offre un'ottima esposizione lungo il taglio stradale.
- 3 Vista panoramica sulla Creta del Mezzodi (fig. 14.1) che conserva, alla base, il passaggio tra la Fm. di San Cassiano (**SC**) e la Dolomia Cassiana (**DC**).
- 4 **G** - Fm. di Werfen (Mb. di Val Badia, **W**₅). Tra i calcari di questo Membro (ben esposto anche tra i tornanti della sottostante strada comunale) si intercala un caratteristico orizzonte a peliti rosse. Una cinquantina di metri oltre la curva i calcari sono deformati da una grande piega asimmetrica alpina.
- 5 **G** - Lungo il taglio stradale ottime esposizioni del Mb. di Cencenighe (**W**₆, Fm. di Werfen) rappresentato da litologie molto varie (peliti e marne varicolori, calcari giallastri e grigi). Nel vicino Rio di Valle è subito percepibile il passaggio tra le F.ni di Werfen (**W**) e del Serla (**sr**).
- 6 **G** - Fm. di Werfen (Mb. di Campil, **W**₄). Areniti e peliti rosse del Triassico Inf. con increspature (*ripple*), impronte da carico alla base di alcuni strati e stratificazioni gibbose da tempesta (fig. 11.6).
- 7 **M** - Cascata di Salino (fig. 11.1). La nebulizzazione dell'acqua favorisce l'allontanamento della CO₂ in essa disciolta. Ne deriva una propensione alla precipitazione dei sali carbonatici presenti in soluzione che nel tempo hanno formato un crostone travertinoso tra la roccia e il flusso della cascata.
- 8 **M** - Vista panoramica su quanto resta del conoide di Dierico (fig. 20.9), originario ventaglio di depositi fluvio-lacustri poi sezionato ed eroso dall'approfondimento del reticolo idrografico indotto dal calo rapido del livello di base locale. [Cfr. VAI et al., 2002; vedi pagg. 246-248 - Rif. in Cap. 2].
- 9 **M** - Il taglio stradale seziona parte dei depositi lacustri (**sr**₁) sedimentati nell'Olocene (5.000 anni fa?) quando la conca di Paularo e Dierico si era trasformata in un lago di sbarramento per frana.
- 10 **G** - Lungo il sentiero e l'incisione del rio affiorano, ben esposte, vulcaniti acide e tufi della Fm. di Buchenstein (**BU**).
- 11 **G** - Calcari bioclastici della Fm. a Bellerophon (**B**₂) vistosamente piegati dalle compressioni alpine (fase neoalpina, stadio principale; Miocene). Nel vicino rio affiora il limite fisico tra il Paleozoico e il Mesozoico, pressoché coincidente con la transizione netta tra le F.ni a Bellerophon (**B**) e di Werfen (**W**).
- 12 **M** - Squarcio erosivo sui depositi fluvio-deltizi del ventaglio alluvionale di Paularo che si riversava nel lago olocenico. Ghiaie e sabbie fluviali in banchi stratificati affiorano nel taglio stradale (**al**₂).
- 13 **M** - Segmento di paleoalveo abbandonato durante il rapido approfondimento del reticolo fluviale olocenico in seguito alla scomparsa del paleolago di Paularo.
- 14 **G** - Gessi laminati e dolomie nere (**B**₂, Fm. a Bellerophon). Registrano la sovrapposizione di effetti deformativi dovuti a più fasi tettoniche alpine.
- 15 **G** - In sinistra idrografica (figg. 10.6 e 10.12) affiora la porzione inferiore delle Arenarie di Val Gardena (**VG**). Lungo l'alveo altri affioramenti con interessanti facies fluviali a meandri e a canali intrecciati. [Cfr. VENTURINI, 1986; vedi pagg. 59-64 - Rif. in Cap. 10].
- 16 - Vista panoramica sugli ordini di terrazzi morfologici di Paularo e Villamezzo dovuti all'approfondimento post-glaciale del reticolo fluviale seguito alla scomparsa del paleolago di Paularo.
- 17 **G** - Linea Comeglians-Paularo. Importante faglia inversa regionale che solleva il lembo nord (Fm. del Dimon, **Di**) di oltre 1,5 km, sovrapponendolo al Conglomerato di Sesto (**CS**) riconoscibile per il colore rosso (cfr. fig. 10.4) e per l'intensa fratturazione che oblitera la stratificazione. Proseguendo per 1 km, appena oltre la galleria, interessanti vulcaniti basiche (**Di**_d) (fig. 7.11).
- 18 **M** - Allineamento di doline (fig. 20.16) nei gessi della Fm. a Bellerophon (**B**₁). Sono guidate dalla tettonica alpina (faglie o fratture orientate E-W).
- 19 **G** - Arenarie di Val Gardena (**VG**) con vistose deformazioni alpine: piega alla sommità in areniti rosse e scorrimento alla base, su peliti rosse. Nella strada sottostante interessante affioramento di peliti rosse a *caliche* (noduli diagenetici) pervase da fratturazione facilmente confondibile con la stratificazione (gli strati sono sub-verticali).
- 20 **G** - Gessi laminati e dolomie nere brecciate (**B**₁, Fm. a Bellerophon) in uno dei classici aspetti dell'unità (fig. 10.13) deposta in una laguna evaporitica.

I dintorni di Pramollo

- 1 **M** - Il substrato permio-triassico è stato esarato dal passaggio dei ghiacci würmiani che ritirandosi l'hanno rivestito di morena di fondo (**mfw**), ora celata sotto la coltre prativa.
- 2 **G** - Linea Fella-Sava. Estesa faglia regionale nata come retroscorrimento alpino. Ha giocato ruoli multipli (compressivi, distensivi e trascorrenti destri) durante le varie fasi dell'orogenesi alpina.
- 3 **G** - Successione carbonifero-triassica (**Hw**, *, **Bo**, **P**, *, **Ri**, **Mo**, **PAC**) che preserva i rapporti erosivi (indicati con *) tra le singole sequenze sedimentarie, splendidamente affioranti nella ripida fascia alle sorgenti del Rio Bruca. [Cfr. VENTURINI, 1990; vedi pag. 110 - Rif. in Cap. 2].
- 4 **G** - Come nel punto precedente, anche se qui nello spazio di pochi metri, sono preservati i pronunciati contatti erosivi tra le unità devoniche (**D₄**), quelle carbonifere sup. (**P**) e quelle triassiche (**Ri**, **Mo**).
- 5 **M** - Arco morenico stadiale (**ms**, stadio di Bühl) prodotto dal ghiacciaio locale del M. Cavallo attivo nel tardoglaciale (circa 15.000 anni fa). È profondamente inciso, in posizione mediana, dal Rio Winkel.
- 6 **M** - Morena stadiale tardoglaciale (**ms**). Fine del Pleistocene sup.
- 7 **G** - Fm. del Bombaso (**Bo**), qui in un punto di perfetta esposizione (fig. 9.12). Procedendo verso il Passo, oltre il ponte proseguono ottimi affioramenti di peliti e conglomerati (**Bo**).
- 8 **M** - Lago di Pramollo, collocato in un settore di esarazione glaciale würmiana posto lungo lo spartiacque tra i bacini del M. Adriatico e del M. Nero.
- 9 Vista panoramica: *a*) sui detriti di falda (**df**) che ammantano il M. Malvueric alto; *b*) sulla cima del M. Cavallo (fig. 8.8); *c*) sulla piramide stratificata (**P_{3,4}**) del M. Auernig (fig. 9.8).
- 10 **M** - Frana storica che consente di osservare le principali litologie dei banconi del Gruppo di Pramollo (**P**): conglomerati a clasti quarzosi bianchi molto arrotondati (fig. 9.13) e calcari ad alghe con sparsi rari foraminiferi (fusulinidi).
- 11 **G** - Ruditi a clasti carbonatici e areniti a granuli calcarei (Fm. del Bombaso, **Bo**). Sono entrambe dovute allo smantellamento erosivo del substrato carbonatico devono-carbonifero inf. L'affioramento prosegue a quote inferiori nel vicino rio, verso est. [cfr. VAI et al., 2002; vedi pagg. 314-315 - Rif. in Cap. 2].
- 12 **M** - Paleofrana a grossi blocchi staccatasi dalle propaggini del M. Carnizza. Tutta la fascia è instabile e l'ultimo crollo (fine anni '80) ha lasciato un blocco ciclopico tra i vicini tornanti della mulattiera.
- 13 **G** - Calcari ad alghe in banconi alternati a peliti (Fm. del Pizzul, **P₂**).
- 14 **G** - Tra i potenti banconi conglomeratici quarzosi (Fm. del Corona, **P₃**) affiorano areniti e peliti grigie sede di uno dei più noti siti europei a piante fossili carbonifere. È riconoscibile da lontano per il cono di minuti detriti rocciosi: lo scarto lasciato da generazioni di cercatori di fossili!
- 15 **G** - Fm. dell'Auernig (**P₄**). Caratteristici banconi algali intercalati a peliti e più rari livelli arenitici. [Cfr. VENTURINI (ed.), 1990; vedi pagg. 104-105 - Rif. in Cap. 2].
- 16 **G** - È qui visibile l'unico livello calcareo della Fm. del Corona (**P₃**), la quale è potente complessivamente 290 m. È spesso 60 cm ed è formato da alghe tubiformi a cespi in parte ancora in posizione vitale.
- 17 **M** - Arco morenico stadiale tardoglaciale (**ms**). Fine del Pleistocene sup.
- 18 **G** - Fm. del Carnizza (**P₂**), sezionata dal sentiero di cresta. Tra i banconi conglomeratici e quelli calcarei affiorano spesse areniti con stratificazioni e laminazioni gibbose da tempesta.
- 19 **G** - Tra i banchi calcarei della Fm. dell'Auernig (**P₄**) ve n'è uno, di spessore metrico, formato esclusivamente da gusci di foraminiferi (fusulinidi) (cfr. fig. 9.28).
- 20 **G** - Il punto di sosta è collocato sull'ampia fascia di frammentazione tettonica (cataclasi) subita dalla Dolomia dello Sciliar (**PAC**) in corrispondenza di un'estesa superficie di faglia sub-verticale che borda il lato sud del Gartnerkofel.
- 21 **G** - Conglomerato di Richthofen (**Ri**). Si appoggia, in contatto fortemente erosivo, sulla porzione inferiore della Fm. di Werfen (**W**) (fig. 12.7).
- 22 **G** - Parte intermedia della successione affiorante alla Reppwand, percorribile con molta attenzione. Si incontrano (fig. 10.5) le unità permiane sup. (**BT**, **VG**, **B₂**) appoggiate in paraconcordanza (ossia contatto erosivo con strati paralleli sopra e sotto la superficie d'erosione) alla scogliera permiana inf. (**T**). [Cfr. VENTURINI, 1990 - Rif. in Cap. 2].
- 23 **G** - Asse (zona di culmine o cerniera) di un'ampia piega anticlinale che qui coinvolge la Fm. del Pizzul (**P₂**) del Gruppo di Pramollo.

I dintorni di Sauris

- 1 **M** - Cordone morenico laterale (**ml**) formato durante l'avanzata dei ridotti nuclei tardoglaciali. È inciso trasversalmente da due affluenti del T. Pieltinis. Una seconda morena laterale, simmetrica alla prima, è presente sulla sponda opposta del torrente.
- 2 **M** - Arco morenico stadiale (**ms**) tardoglaciale, successivo alla formazione delle morene laterali viste al punto precedente.
- 3 **M** - A valle della strada si aprono tre cavità doliniformi che costituiscono una delle caratteristiche del settore di Sauris. In questo punto si sviluppano nel substrato permiano sup. (Fm. a Bellerophon, **B₂**), in corrispondenza delle dolomie brecciate, ma nelle aree circostanti interessano anche le unità triassiche inf. (Fm. di Werfen, **W_{1,3}**).
- 4 **M** - La strada intercetta uno sperone roccioso formato da gessi laminati (**B₁**, Fm. a Bellerophon) celato dalla vegetazione per parte dell'anno. Al suo piede, a ridosso della sede stradale, si apre un inghiottitoio mal visibile (bocca d'ingresso 20 cm) che sembra allargarsi ed approfondirsi sensibilmente.
- 5 **G** - Lungo il rio, facilmente percorribile, è possibile osservare una delle peculiari deformazioni della Fm. a Bellerophon (**B₂**), qui formata da esclusive litologie dolomitiche brecciate. La frammentazione tettonica è uno degli effetti indotti dalle spinte compressive alpine. Più ci si allontana dalle facies gessose (**B₁**) e più la brecciazione cala, spegnendosi del tutto a livello della porzione inferiore della Fm. di Werfen (**W₁**, Mb. di Mazzin). Il settore di Sauris presenta la più alta concentrazione e il più elevato spessore di breccie cataclastiche, sviluppate quasi interamente a spese della Fm. a Bellerophon (**B₂**).
- 6 **G** - Calcari e marne (**De₂**, Fm. della Val Degano). Ottime esposizioni lungo il taglio stradale.
- 7 **G** - I precedenti Calcari e marne (**De₂**, Fm. della Val Degano) proseguono in questo rio passando per transizione rapida alle prime litologie pelitico-arenitiche e marnoso-calcaree della successiva Fm. di Dürrenstein (**Du₁**). La salita lungo alveo non presenta particolari difficoltà.
- 8 **G** - Passaggio netto tra la Dolomia dello Sciliar (**PAC**), con tetto debolmente carsificato, e i soprastanti Calcari e marne (**De₂**, Fm. della Val Degano) lungo il taglio stradale che borda il Lago di Sauris.
- 9 **G** - Affioramento perfetto che evidenzia i caratteri litologici dell'Orizzonte di Andraz (Fm. di Werfen, **W₁**) con i caratteristici calcari e marne giallastri di ambiente evaporitico-peritidale.
- 10 **G** - Piega antiforme in successione rovescia (Fm. di Werfen, **W₂**). Il rovesciamento è collegato alla linea di Sauris (fase neoalpina, stadio principale; Miocene).
- 11 **G** - Vicariante della linea di Sauris. Scorrimento prodotto lungo la parte interna di una piega rovesciata che si è lacerata lungo il piano assiale. Mette in contatto tettonico il lembo diritto (sovrastante, **B**, **W**) con quello rovescio (sottostante, **W₂**, **W₁**) (fig. 16.10). [Cfr. VENTURINI et al., in stampa; vedi pagg. 174-176 - Rif. in Cap. 2].
- 12 **G** - Mb. di Campil (**W₄**, Fm. di Werfen). Siltiti rosse in centinaia di strati decimetrici e centimetrici con esclusive laminazioni e stratificazioni da tempesta.
- 13 **G** - Il punto intercetta la cerniera della grande piega rovescia connessa alla linea di Sauris e qui sviluppata nei Mb. di Campil (**W₄**) e di Val Badia (**W₅**) della Fm. di Werfen.
- 14 **G** - Il punto intercetta lo scorrimento (linea) di Sauris che sovrappone un lembo di successione rovescia a quello diritto, entrambi rappresentati da unità triassiche inf. e medie (**W**, **sr**).
- 15 **M** - Morena stadiale (**ms**) tardoglaciale che a monte passa ad un coevo cordone morenico laterale (**ml**).
- 16 **G** - Linea di Sauris che in questo tratto si sdoppia in piani ravvicinati che strizzano un'esigua fascia di dolomia massiccia (**PAC?**).

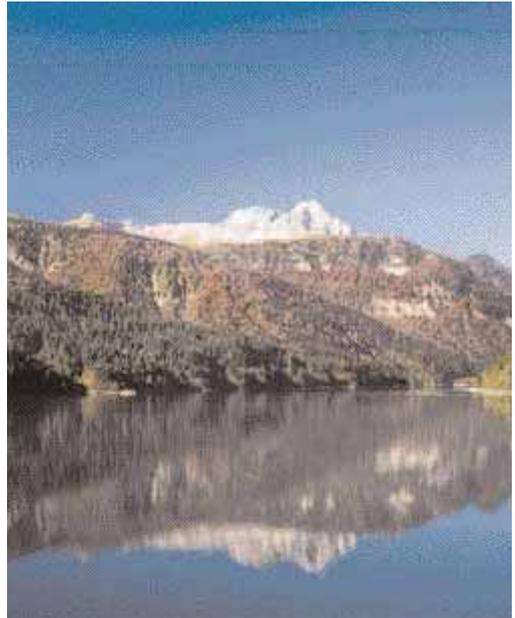


Fig. 21.4 - Il Lago di Sauris. Sullo sfondo la cima carbonatica del M. Bivera. Vista da est.

Corrispondenze fra le sigle del Foglio 031 Ampezzo (in stampa), eseguito secondo le norme di nomenclatura stratigrafica del progetto CARG, e quelle della "Carta Geologica delle Alpi Carniche" con relative unità.

Sigle	Sigle	Denominazione delle unità
CARG	Carta Geol.	Carta Geologica delle Alpi Carniche
UQU	Uq	Fm. dell'Uqua
COH	Bi+S+Nb	Fm. della Bischofalm; Calcari e marne; Fm. di Nöbling
CDL	D ₁	Calcari dolomitici e lastroidi
CTE	D ₂	Calcari a tentaculiti
CLP	D _{3a}	Calcareniti di transizione distali
CFK	D _{3b}	Calcareniti di transizione prossimali
CGL	D ₄	Calcari di piattaforma
CLG	D ₅	Calcari a goniatiti e climenie
RRC	Z ₀	Fm. di Zollner
HOC _a	Hw ₁	Fm. del Hochwipfel (areniti grigie e peliti grigio scure)
HOC _b	Hw ₂	Fm. del Hochwipfel (ruditi calcaree)
HOC _c	Hw ₃	Fm. del Hochwipfel (ruditi silicatiche)
HOC _d	Hw _k	Fm. del Hochwipfel (keratofiri e tufi keratofirici)
DIM _a	Di ₁	Fm. del Dimon (areniti e peliti grigio-verdi)
DIM _b	Di ₂	Fm. del Dimon (argilliti - <i>slate</i> - rosse e verdi)
DIM _c	Di _{ci}	Fm. del Dimon (ialoclastiti, lave a <i>pillow</i> , filoni e sill diabasici)
PB	R+T	Gruppo di Rattendorf e Gruppo del Trogkofel
PR	P	Gruppo di Pramollo
BTA	BT	Breccia di Tarvisio
CGS	CS	Conglomerato di Sesto
GAR	VG	Arenarie di Val Gardena
BEL ₁	B ₁	Fm. a Bellerophon (mb. a gessi e dolomie nere)
BEL ₂	B ₂	Fm. a Bellerophon (mb. a dolomie e calcari neri)
WER ₁₋₃	W ₁	Fm. di Werfen (Or. di Tesero, Mb. di Mazzin, Or. di Andraz)
WER ₄	W ₂	Fm. di Werfen (Mb. di Siusi)
WER ₅	W ₃	Fm. di Werfen (Oolite a Gasteropodi)
WER ₆	W ₄	Fm. di Werfen (Mb. di Campil)
WER ₇	W ₅	Fm. di Werfen (Mb. di Val Badia)
WER ₈	W ₆	Fm. di Werfen (Mb. di Cencenighe)
LUS	sr ₁	Fm. del Serla (mb. di Lusnizza)
SLI	sr ₂	Fm. del Serla (mb. dell'Arvenis)
SLS	SR	Dolomia del Popera
PPS	PP	Conglomerato di Piz da Peres
VTG	Vo	Conglomerato di Voltago
DON	Do	Fm. di Dont
RIC	Ri	Conglomerato di Richthofen (=Breccia di Ugovizza)
MRB	Mo	Calcare di Morbiac
BIV	Ba	Fm. del M. Bivera
MBT	Am	Fm. dell'Ambata
ER	PAC	Dolomia dello Sciliar; Fm. del Contrin; Calcari dolomitici del M. Tiarfin
BUC	BU	Fm. di Buchenstein
CLV	CC	Calcari del Clapsavon
WEN	LV	Fm. di Wengen
DCS	DC	Dolomia Cassiana
SCS	SC	Fm. di San Cassiano
DEG _a	De ₁	Fm. della Val Degano (brecce e conglomerati carbonatici)
DEG _b	De ₂	Fm. della Val Degano (calcari scuri e marne)
DEG _c	De _{2a}	Fm. della Val Degano (calcari bituminosi laminati)
DEG _d	De _{2b}	Fm. della Val Degano (areniti e marne torbiditiche)
DUR _a	Du ₁	Fm. di Dürrenstein (areniti, marne e calcari)
DUR _b	Du ₂	Fm. di Dürrenstein (marne, calcari e dolomie)
RBA ₁	Ra ₁	Fm. di Raibl (mb. a peliti rosse)
RBA ₂	Ra ₂	Fm. di Raibl (mb. a gessi e dolomie grigie)
RBA ₃	Ra ₃	Fm. di Raibl (mb. a dolomie e marne)
DPR	DP	Dolomia Principale
RMC	MC	Ruditi del M. Claupa

Corrispondenze fra le sigle della “Carta Geologica delle Alpi Carniche” e quelle del Foglio 031 Ampezzo (in stampa), con relative unità, eseguito secondo le norme CARG.

Sigle	Sigle	Denominazione delle unità
Carta Geol.	CARG	CARG (Cartografia Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000)
Uq	UQU	Fm. dell'Uqua
Bi+S+Nb	COH	Calcari a Orthoceras; Argilliti a graptoliti
D ₁	CDL	Calcari del Rauchkofel
D ₂	CTE	Calcari di Cuestalta
D _{3a}	CLP	Calcareniti di Pal Grande
D _{3b}	CFK	Calciruditi del Freikofel
D ₄	CGL	Calcari del M. Coglians
D ₅	CLG	Calcari di Pramodio
Zo	RRC	Radiolariti del Rio Chianaletta
Hw ₁	HOC _a	Fm. del Hochwipfel (areniti grigie e peliti grigio scure)
Hw ₂	HOC _b	Fm. del Hochwipfel (ruditi calcaree)
Hw ₃	HOC _c	Fm. del Hochwipfel (ruditi silicatiche)
Hw _k	HOC _d	Fm. del Hochwipfel (keratofiri e tufi keratofirici)
Di ₁	DIMa	Fm. del Dimon (areniti e peliti grigio-verdi)
Di ₂	DIMb	Fm. del Dimon (argilliti - <i>slate</i> - rosse e verdi)
Di ₃	DIMc	Fm. del Dimon (ialoclastiti, lave a <i>pillow</i> , filoni e sill diabasici)
R+T	PB	Gruppo di Rattendorf e Gruppo del Trogkofel
P	PR	Gruppo di Pramollo
BT	BTA	Breccia di Tarvisio
CS	CGS	Conglomerato di Sesto
VG	GAR	Arenaria di Val Gardena
B ₁	BEL ₁	Fm. a Bellerophon (mb. a gessi e dolomie nere)
B ₂	BEL ₂	Fm. a Bellerophon (mb. a dolomie e calcari neri)
W ₁	WER ₁₋₃	Fm. di Werfen (Or. di Tesero, Mb. di Mazzin, Or. di Andraz)
W ₂	WER _v	Fm. di Werfen (Mb. di Siusi)
W ₃	WER ₅	Fm. di Werfen (Oolite a Gasteropodi)
W ₄	WER ₆	Fm. di Werfen (Mb. di Campil)
W ₅	WER ₇	Fm. di Werfen (Mb. di Val Badia)
W ₆	WER ₈	Fm. di Werfen (Mb. di Cencenighe)
sr ₁	LUS	Fm. di Lusnizza
sr ₂	SLI	Dolomia del Serla inf.
SR	SLS	Fm. del Serla sup.
PP	PPS	Conglomerato di Piz da Peres
Vo	VTG	Conglomerato di Voltago
Do	DON	Fm. di Dont
Ri	RIC	Conglomerato di Richthofen
Mo	MRB	Calcare di Morbiac
Ba	BIV	Fm. del M. Bivera
Am	MBT	Fm. dell'Ambata
PAC	ER	Gruppo del M. Siera (Fm. del Contrin + Fm. dello Sciliar + Calcari dolom. del M. Tiarfin)
BU	BUC	Fm. di Buchenstein
CC	CLV	Calcari del Clapsavon
LV	WEN	Fm. di Wengen-La Valle
DC	DCS	Dolomia Cassiana
SC	SCS	Fm. di San Cassiano
De ₁	DEG _a	Fm. della Val Degano (brecce e conglomerati carbonatici)
De ₂	DEG _b	Fm. della Val Degano (calcari scuri e marne)
De _{2a}	DEG _c	Fm. della Val Degano (calcari bituminosi laminati)
De _{2b}	DEG _d	Fm. della Val Degano (areniti e marne torbidityche)
Du ₁	DUR _a	Fm. di Dürrenstein (areniti, marne e calcari)
Du ₂	DUR _b	Fm. di Dürrenstein (marne, calcari e dolomie)
Ra ₁	RBA ₁	Fm. di Raibl (mb. a peliti rosse)
Ra ₂	RBA ₂	Fm. di Raibl (mb. a gessi e dolomie grigie)
Ra ₃	RBA ₃	Fm. di Raibl (mb. a dolomie e marne)
DP	DPR	Dolomia Principale
MC	RMC	Ruditi del M. Claupa

