

# **ESCURSIONE**

IN FRIULI

**11 GIUGNO 2006**

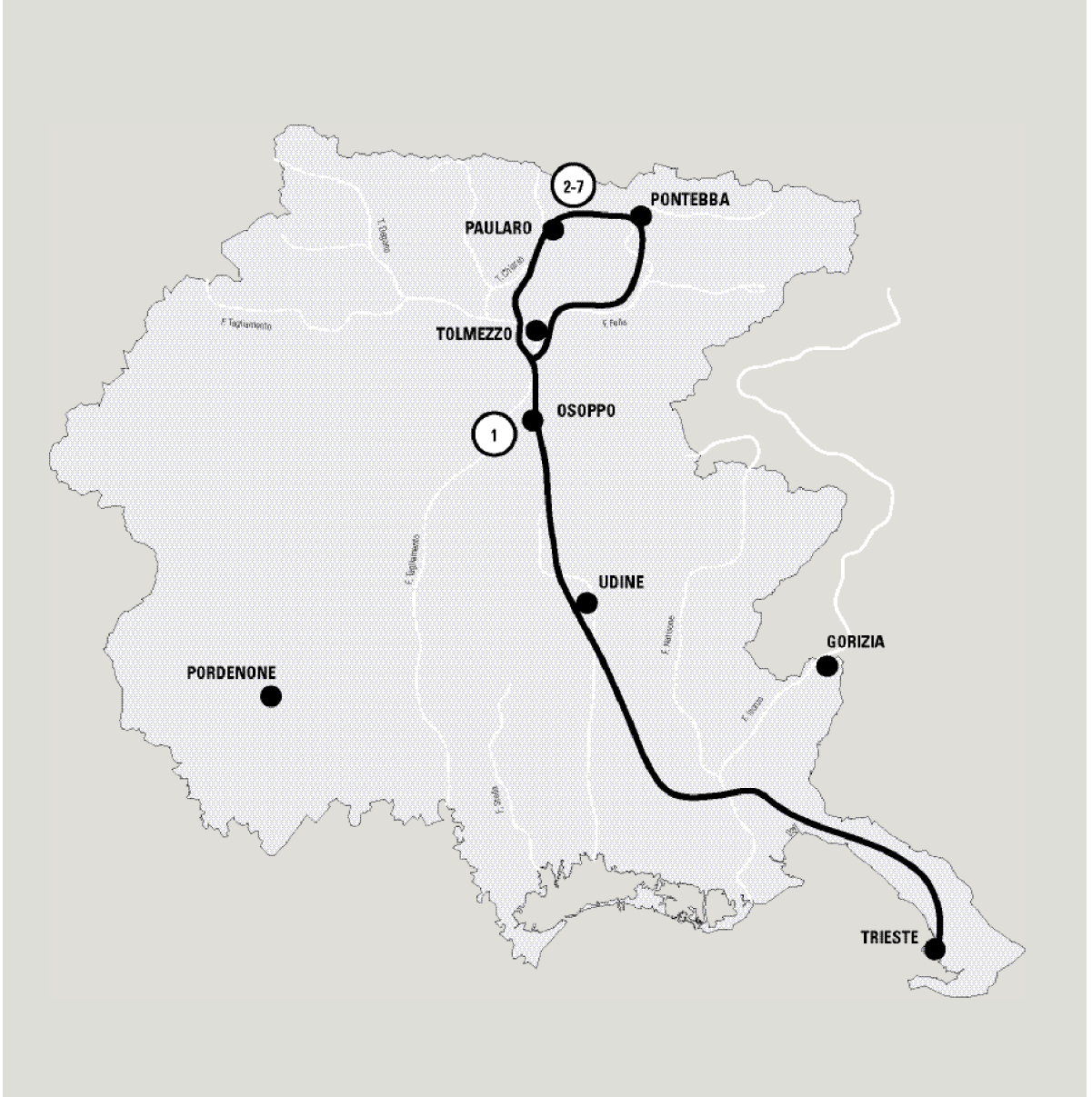
A CURA DI

EDITED BY

CARLO CORRADINI,

GIUSEPPE MUSCIO,

LUCA SIMONETTO



## Inquadramento geologico del Friuli

Giovanni Battista Carulli

Nella regione Friuli Venezia Giulia si saldano tre catene montuose: la Catena Paleocarnica, la porzione orientale di quella Sudalpina (o Alpi Meridionali) e quella Nord-occidentale delle Dinaridi Esterne. Ciascuna di esse è l'espressione di orogeni diversi che hanno avuto origine ed evoluzione in differenti intervalli temporali. Nella Catena Paleocarnica si individua una porzione metamorfica limitata all'estremo nord-occidentale delle Alpi Carniche: essa rappresenta la continuazione del basamento cristallino delle Dolomiti, terminazione orientale della catena ercinica a falde (Zanferrari & Poli, 1994). È costituita da metamorfiti in facies degli scisti verdi di basso grado attribuite all'Ordoviciano pp. - Devoniano pp. (Vai & Cocozza, 1986).

La Catena Paleocarnica non metamorfica presenta una splendida successione sedimentaria continua dall'Ordoviciano sup. al Permiano sup. ricca di documentazione paleontologica (Vai, 1998, *cum bibl.*; Venturini & Spalletta, 1998, *cum bibl.*). Essa si è strutturata nell'orogenesi ercinica (Carbonifero sup.) ed è qui molto ben conservata perché riesumata e riattivata nella successiva orogenesi alpina (responsabile delle altre due catene) che, pur avendo fortemente sovrainpresso gli effetti della sua tettonica, ha realizzato l'innalzamento dell'infrastruttura paleozoica (pre-

e post-ercinica) consentendo la lettura e la ricostruzione della sua antica e complessa storia geologica (Venturini & Delzotto, 1992). È una catena allungata in senso longitudinale per circa 180 km, dal Comelico alle Caravanche, e profonda, in senso meridiano, circa 15 km estendendosi dalla valle della Gail (impostata sul "lineamento periadriatico o insubrico", in territorio austriaco) fino all'allineamento longitudinale delle valli Pesarina, Calda, Pontaiba, Pontebbana parimenti impostate su importanti linee tettoniche. La Catena Paleocarnica presenta una tipica doppia vergenza asimmetrica, verso Nord nella sua porzione settentrionale, verso Sud in quella meridionale (Frascari *et al.*, 1979).

La Catena Sudalpina e quella Dinarica hanno avuto origine pressoché comune dal paleomargine africano affacciato sul bordo meridionale dell'Oceano Tetideo, passivo fino al Giurassico, ma evoluzione successiva diversa; precoce per l'orogene dinarico che vede la massima strutturazione nell'Oligocene, più tardiva per la porzione orientale della catena Sudalpina.

Essa infatti si è sviluppata specie nella fase nealpina, cioè dal Miocene sup. ad oggi (Castellarin *et al.*, 1992), come manifestato sia dalle evidenze neotettoniche (Zanferrari *et al.*, 1982) sia dalla sua intensa storia sismica (Slejko *et al.*,

1989). La Catena Sudalpina è tipicamente Sud-vergente e si estende in affioramento dal limite meridionale della Catena Paleocarnica fino ai rilievi collinari prealpini che bordano l'alta pianura. Questa in realtà ne maschera la continuazione, e l'attività di deformazione e sollevamento, sotto i depositi quaternari che ne lambiscono i piedi (Carulli & Ponton, 1992).

Della Catena Dinarica rientra nel territorio regionale l'estremo Nord-occidentale delle Dinaridi Esterne che trovano la loro maggiore espressione geografica e morfologica nel Carso nonché nei colli del Friuli orientale, tutti rilievi orientati secondo la tipica direzione NW-SE con vergenza verso SW (Tunis & Venturini, 1984; Venturini & Tunis, 1988). In realtà le strutture dinariche, o perlomeno la ripresa di esse sotto gli effetti delle spinte neo-alpine, si riscontrano fino nella Carnia Nord-occidentale e nel Bellunese, se non oltre (Caputo, 1996).

Nei rilievi della regione affiora una successione di terreni potente circa 30.000 m (se impilata idealmente in continuità, prescindendo dai disturbi tettonici) rappresentativa di oltre 450 milioni di anni. Essa infatti abbraccia l'intervallo cronostratigrafico dalla base dell'Ordoviciano sup. (Caradociano) all'Attuale, quasi senza soluzione di continuità. A tutt'oggi, infatti, solamente livelli attribuibili al Pliocene marino non sono conosciuti se non nell'area del Colle di Osoppo (Di Giulio *et al.*, 2005; vedi Stop 1 Osoppo in questo volume), presenti invece poco più ad occidente in affioramento ed in sondaggio profondo. Recenti studi attribuiscono al Pliocene sup., ma in facies continentale, gli affioramenti sul fianco meridionale del Monte di Ragogna (Monegato, *com. pers.*). Vengono invece attribuiti all'ampio intervallo Pliocene-Pleistocene sup. i conglomerati continentali grossolani affioranti nei rilievi isolati nella Pianura friulana settentrionale, di grande significato geodinamico, del colle di Udine, di Pasiàn di Prato, Buttrio, Pozzuolo, Orgnano, Variano e Carpenedo.

Dal punto di vista litologico la successione regionale (affiorante o riscontrata nelle perforazioni profonde) è costituita per la massima parte da rocce sedimentarie, carbonatiche in particolare, essendo quelle magmatiche limitate ad episodi vulcanici e vulcanoclastici paleo- e mesozoici e quelle metamorfiche, come si è detto, ad una ristretta fascia di affioramenti nelle Alpi Carniche occidentali. Nelle grandi linee la successione dei terreni, prescindendo dai disturbi tettonici che la accavallano più volte creando diverse unità tettoniche, si estende in fasce longitudinali via via più recenti mano a mano che dal confine italo-austriaco si procede verso S. **(1)** Per approfondire le conoscenze sulla regione Friuli Venezia Giulia si rimanda al volume 9 "Alpi e Prealpi Carniche e Giulie" (Vai *et al.*, 2002) delle Guide geologiche regionali edita dalla Società Geologica Italiana.

### **Geological setting of Friuli**

Giovanni Battista Carulli

**In the region three mountain chains are welded together: the Paleocarnic chain, the eastern section of the South Alpine chain (or Southern Alps) and the north-western section of the Outer Dinarides. They derive from different orogenies and evolved in separate epochs.**

**The Paleocarnic chain is characterized by the presence of a metamorphic sector, confined to the north-western end of the Carnic Alps. It is the continuation of the Dolomite crystalline basement, and constitutes the eastern extremity of the Hercynic chain (Zanferrari & Poli, 1994). The rocks are of the minor grade of metamorphic green schists facies of Ordovician pp. - Devonian pp. age (Vai & Cocozza, 1986).**

**The non-metamorphic Paleocarnic chain shows an impressive sedimentary succession, rich in paleontological remains, that conti-**

nued, without interruption, from the Upper Ordovician to the Upper Permian (Vai, 1998, *cum bibl.*; Venturini & Spalletta, 1998, *cum bibl.*). The succession originated during the Hercynic orogeny (Upper Carboniferous) and is very well preserved, due to its resurrection during the succeeding Alpine orogeny (originating the two other chains). This last orogeny strongly affected the Hercynic chain.

Nevertheless, it caused the Paleozoic infrastructure (pre- and post- Hercynic) to uplift, allowing the reconstruction of its ancient and complex geological history (Venturini & Delzotto, 1992). The chain stretches out for 180 km, lengthwise, from the Comelico region to the Caravanche Mountains, and is 15 km deep, along the meridian line, extending from the Gail valley (aligned with the "Periadric or Insubric lineament", in Austrian territory) up to the longitudinal lineament of the Pesarina, Calda, Pontaiba, Pontebbana valleys, similarly aligned with important tectonic lines. The Paleocarnic chain shows a typically double asymmetric vergence, with the northern section verging to the north and the southern section verging to the south (Frasconi *et al.*, 1979).

Both the South Alpine and Dinaric chains derive from the African paleomargin, bordering the southern edge of the Tethys ocean, which was passive up to the Jurassic. Nevertheless, they evolved in different epochs. The first to develop was the Dinaric orogeny, which formed mainly in the Oligocene. The eastern section of the South Alpine chain developed later, during the neo-Alpine phase, namely from the Upper Miocene to this day (Castellarin *et al.*, 1992), as shown by its neo-tectonic structures (Zanferrari *et al.*, 1982) and intense seismic history (Slejko *et al.*, 1989). The South Alpine Chain is typically verging to the south and crops out from the southern end of the

Paleocarnic chain to the foothills of the Prealps, bordering the plateau (Carulli & Ponton, 1992). The quaternary deposits, at the foot of the plateau, cover the chain continuation, along with its deformation and uplift activities.

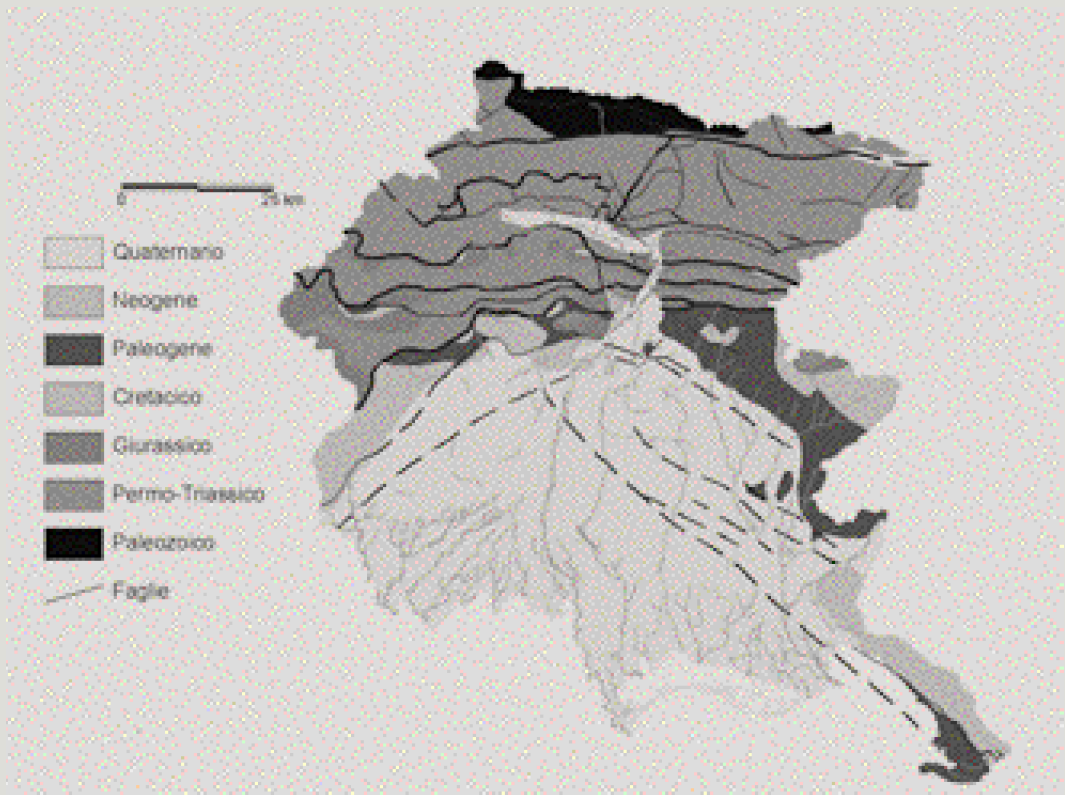
The north-eastern end of the Outer Dinarides falls within the region boundaries. From a geographic and morphologic point of view, they are best exemplified by the Karst and the hills of Eastern Friuli, all following the typical direction NW-SE, with SW vergence (Tunis & Venturini, 1984; Venturini & Tunis, 1988). Dinaric structures, or at least their resurrection due to neo-alpine pulses, are also found as far as Northwestern Carnia and in the Belluno area, maybe beyond (Caputo, 1996).

The region reliefs are characterized by a ground succession, about 30.000 m thick (if ideally piled up and bereft of tectonic planes), encompassing 450 million years of history. It allows good stratigraphic placing from the early Upper Ordovician (Caradocian) to the Actual, almost without interruption. To this day, layers referred to the Marine Pliocene, present in outcrops and deep strata further west, have not yet been found except near Osoppo (Di Giulio *et al.*, 2005; see Stop 1 Osoppo, in this volume). Recent studies have referred outcrops on the southern side of Mt. di Ragogna, to the Upper Pliocene, in continental facies (Monegato, *pers. com.*). On the other hand, the rough continental conglomerates encompassing the hill of Udine, Pasian di Prato, Buttrio, Pozzuolo, Orgnano, Variano e Carpenedo, which crop out in the isolated relief of the Northern Friulian plain, have been dated at the long interval Upper Pliocene-Pleistocene.

From a lithologic point of view, the regional succession (including outcrops and underground units detected through drilling) mainly consists of sedimentary rocks. Carbonatic

rocks are frequent, while both magmatic rocks, limited to Paleo-Mesozoic volcanic and volcano-clastic bodies, and metamorphic rocks found in a limited range of outcrops in the western Carnic Alps, are rare. Generally speaking the ground succession, consists of longitudinal belts, the age of which progressively decreases as we move from the Italian-Austrian border southward (1).

To improve the knowledge of the geological setting of Friuli Venezia Giulia region, see the volume 9 "Alpi e Prealpi Carniche e Giulie" (Vai *et al.*, 2002) of the Geological regional Guides edited by the Italian Geological Society.



stop 1

## **Osoppo**

Fabio Marco Dalla Vecchia  
Elsa Gliozzi,  
Giovanni Monegato,  
Maria Eliana Poli,  
Adriano Zanferrari.

Il colle di Osoppo è situato nell'estremità settentrionale della pianura friulana centrale, che qui si insinua fra le Prealpi Carniche ad ovest e quelle Giulie a est. I due gruppi montuosi sono separati dal Fiume Tagliamento, che attraversa le Prealpi in uno stretto canyon con direzione N-S; un altro canyon parallelo è posto a ovest (valle del lago di Cavazzo). Osoppo è una località paleontologica unica nell'area alpina orientale per le impronte di mammiferi neogenici (Dalla Vecchia & Rustioni, 1996) e unico affioramento di successioni plioceniche di ambiente marino in Friuli.

## **Paleogeografia mesozoica e tettonica cenozoica**

Maria Eliana Poli e Adriano Zanferrari

Il colle di Osoppo è anche un classico punto panoramico per osservare vari aspetti della paleogeografia mesozoica (rapporti fra varie formazioni della Piattaforma Carbonatica Friulana (PCF), della sua scarpata verso NE e del Bacino Carnico-Sloveno), nonché le relazioni di sovrapposizione fra unità tettoniche Dinariche paleogeniche e unità Neoalpine neogenico-quadernarie.

Dal belvedere presso la "Porta austriaca" si osserva una sezione sud-nord delle Prealpi carniche orientali, che mostra la transizione margine-scarpata della PCF nel Malm, la progradazione su di essa verso nord di carbonati di piattaforma protetta (Cretacico inferiore) e le successioni di scarpata distale e di bacino (Giurassico medio – Cretacico superiore).

Procedendo da sud a nord, si passa da un rilievo dolce (Ledrania; 1) a un settore con due modeste cime: M. Pedròc (a sud; 2) e Cima Pala (3); segue una marcata depressione (Val Tremugna; 4) e quindi una serie di rilievi asimmetrici con il versante meridionale più ripido: il primo gruppo da sud (5) è formato da M. Còvria – Col del Sole (in secondo piano) con davanti il più basso Cuel dal Melòc.

1) Le rocce di Ledrania appartengono al Calcare a Ellipsactinie (Malm), una tipica unità di margine e di scarpata della PCF. Si tratta di calcari biocostruiti a idrozoi, con abbondanti resti di coralli, alghe, brachiopodi e lamellibranchi, di solito massicci e di colore grigio chiaro o biancastro (spessore massimo: 700 m).



2) La parte del rilievo che si estende da Ledrania al M. Pedroc e fin quasi a Cima Pala è formata dal Calcare del Cellina, una monotona successione di calcari micritici bianchi, con rare intercalazioni di calcari stromatolitici e di livelli bioclastici a Nerinee oppure a rudistidi, coralli e gasteropodi rimaneggiati. Gli strati sono da spessi a molto spessi, talora organizzati in cicli peritidali con al tetto lamine argillitiche verdastre.

La sovrapposizione del Calcare del Cellina sui Calcari a Ellipsactinie è legata alla progradazione verso nord del margine delle PCF sulla scarpata nel Cretacico inferiore. È un evento a scala regionale, in quanto la stessa situazione è stata osservata anche nel sottosuolo della pianura veneto-friulana (Cati *et al.*, 1989).

3) La porzione media e superiore di Cima Pala è formata da prevalenti calcitorbiditi provenienti da sud dalla PCF. La successione, eteropica con le unità prima descritte, si è qui deposta sulla scarpata. Si tratta del Calcare di Soccher (Malm pp.- Cretacico inferiore).

4) Al di sotto del Calcare di Soccher di Cima Pala e nella parte inferiore della Val Tremugna, affiora in semifinestra tettonica il Flysch del Grivò, una potente unità torbiditica a megabanchi prevalentemente carbonatici (Thanetiano-Ypresiano pp.).

I carbonati mesozoici prima descritti formano un'unità tettonica dinarica (U. dell'Arzino) sovrascorsa verso WSW sulle torbiditi durante l'Eocene medio (e superiore). Essa è stata sigillata da una successione da deltizia a transizionale e infine marina prossimale del Miocene inferiore (Venturini & Tunis, 1991), riferibile all'Arenaria di Preplans.

Successivamente, durante la fase Neoalpina principale (Tortoniano-Messiniano), l'Unità dell'Arzino e il suo substrato torbiditico, assieme alle rocce mioceniche, sono stati traslati verso SSE e ripiegati.

5) La parte settentrionale della sezione panoramica è dominata da un sistema di scaglie tettoniche Neoalpine SSE-vergenti, formate in gran parte da successioni carbonatiche di piattaforma del Trias superiore: Fm. del Monticello e Dolomia Principale.

Particolarmente complessa è la situazione tettonica nel gruppo M. Còvria – Col del Sole e nel Cuel dal Melòc, in quanto le unità tettoniche dinariche WSW-vergenti sono

state tagliate da nuove superfici di accavallamento, piegate e traslate verso SE nella fase miocenica superiore.

Il primo gruppo montuoso forma un'anticlinale SE-vergente con al nucleo il Calcare del Vaiont, cui seguono altre unità bacinali giurassico-cretaciche: Fm. di Fonzaso, Rosso Ammonitico, Maiolica/Calcare di Soccher, Scaglia Variegata Alpina e infine la Scaglia Rossa Friulana con inseriti imponenti corpi di brecce carbonatiche di frana sottomarina e di calcitorbiditi.

L'anticlinale del M. Còvria – Col del Sole è sovrascorsa a SE su una sottile scaglia tettonica di torbiditi eoceniche, che a sua volta sovrascorre sulla scaglia del Cuel dal Melòc.

Quest'ultima unità Neoalpina è formata da una pila di carbonati rovesciati a SSW; in essa è registrato l'annegamento della piattaforma dei Calcari Grigi (Giurassico inferiore), ai quali seguono unità bacinali dal Calcare del Vaiont al Rosso Ammonitico.

Va infine ricordato che la deformazione del fronte della catena Sudalpina orientale nell'area veneto-friulana continua tuttora, con un raccorciamento crostale con direzione oscillante fra NNW-SSE e NNE-SSW (Caputo *et al.*, 2003; Zanferrari *et al.*, 2003).

## **Stratigrafia, sedimentologia ed età dei depositi dei colli di Osoppo**

Giovanni Monegato, Adriano Zanferrari e Elsa Gliozzi

Il colle di Osoppo è il più alto (310 m s.l.m.) di un allineamento di cinque che sono da S a N: il col Vergnal, il c. Gnima, il colle di S. Rocco, il c. di Osoppo e il col Carantan. Sulla sua cima sorge un storico complesso fortificato, che ha sostenuto vari assedi a partire da quello delle truppe imperiali di Massimiliano I d'Asburgo contro la Repubblica di Venezia (inizio XVI secolo). Tre unità litostratigrafiche formano i colli di Osoppo (dal basso):

### **1 – Arenaria di Preplans**

È formata da sabbie silicee debolmente cementate (base dei colli di San Rocco e di Osoppo), con livelli di siltiti e marne (base del col Carantan). È separata dalle due unità sovrastanti da una superficie erosionale e da discordanza angolare.

Fossili: oltre a lamellibranchi e piccoli gasteropodi piritizzati

(v. Martinis, 1962) sono presenti ostracodi e microforamiferi: *Ammonia beccarii* (Linneo), *Heterolepa* sp., vari bentonici banali, ma anche, decisive per l'età, varie forme del genere *Almaena*, fra cui *A. osnabrugensis*.

Ambiente deposizionale: area di estuario passante a piana costiera, con forte apporto terrigeno e tendenza della successione a passare verso litofacies pelitiche (*fining-upward*).

Età: Aquitaniano.

## 2 - "Siltiti di Osoppo"

Con questo termine informale si indica un sottile orizzonte di 8-12 m di siltiti e sabbie fini carbonatiche che affiorano nel settore SW del colle di Osoppo. Qui poggiano in discordanza angolare di circa 20° sulle sabbie silicee dell'Arenaria di Preplans. Esse sono state anche campionate nel sondaggio a carotaggio continuo col Vergnal 1 (Progetto CARG-FVG) tra 89,5 m e 105,70 m (fondo pozzo); segue superiormente una sequenza glaciale e fluvioglaciale dell'LGM, una tardo-glaciale e ghiaie grossolane oloceniche.

Fossili:

- Ostracodi: *Cytheridea neapolitana* Kollmann e *Loxoconcha* sp. (frequenti), *Tyrrhenocythere* sp.; Viaggi & Venturini (1996) segnalano inoltre *Cyprideis pannonica* (Mèhes).

- Gasteropodi: esemplari di Planorbidae e Stenothyridae (R. Gatto, *com. pers.*)

- Pollini: le analisi polliniche effettuate sulle "siltiti di Osoppo", confrontate con i record continui dell'Appennino settentrionale, indicano un clima subtropicale (abbondanti Taxodiaceae, Cupressaceae, *Caryeto*), un'età minima Pliocene inferiore – medio e un'età massima messiniana (mancano taxa tropicali, tipici del Tortoniano).

Ambiente deposizionale. Gli ostracodi indicano un ambiente salmastro di transizione.

Età: sulla base delle forme di ostracodi, polliniche e delle orme di *Hipparion* sui *topset* deltizi dei soprastanti conglomerati, l'età può estendersi dal Messiniano più recente (cosiddetto "Messiniano post-evaporitico") al Pliocene medio. Essa viene ristretta attorno al limite Pliocene inferiore - medio sulla base di:

1) confronto e correlazione con i depositi marini di questa età, presenti al margine dei rilievi nel Veneto orientale: Cornuda (Venzo, 1977); Bassano (Favero & Grandesso, 1982); Vittorio Veneto (Cousin, 1981);

2) dati sulla paleomorfologia e paleoidrografia messiniana e pliocenica nel sottosuolo della pianura friulana e veneta orientale [sezioni sismiche a riflessione AGIP; Barbieri *et al.* (2004); Di Giulio *et al.* (2005)].

## 3 - Conglomerato di Osoppo

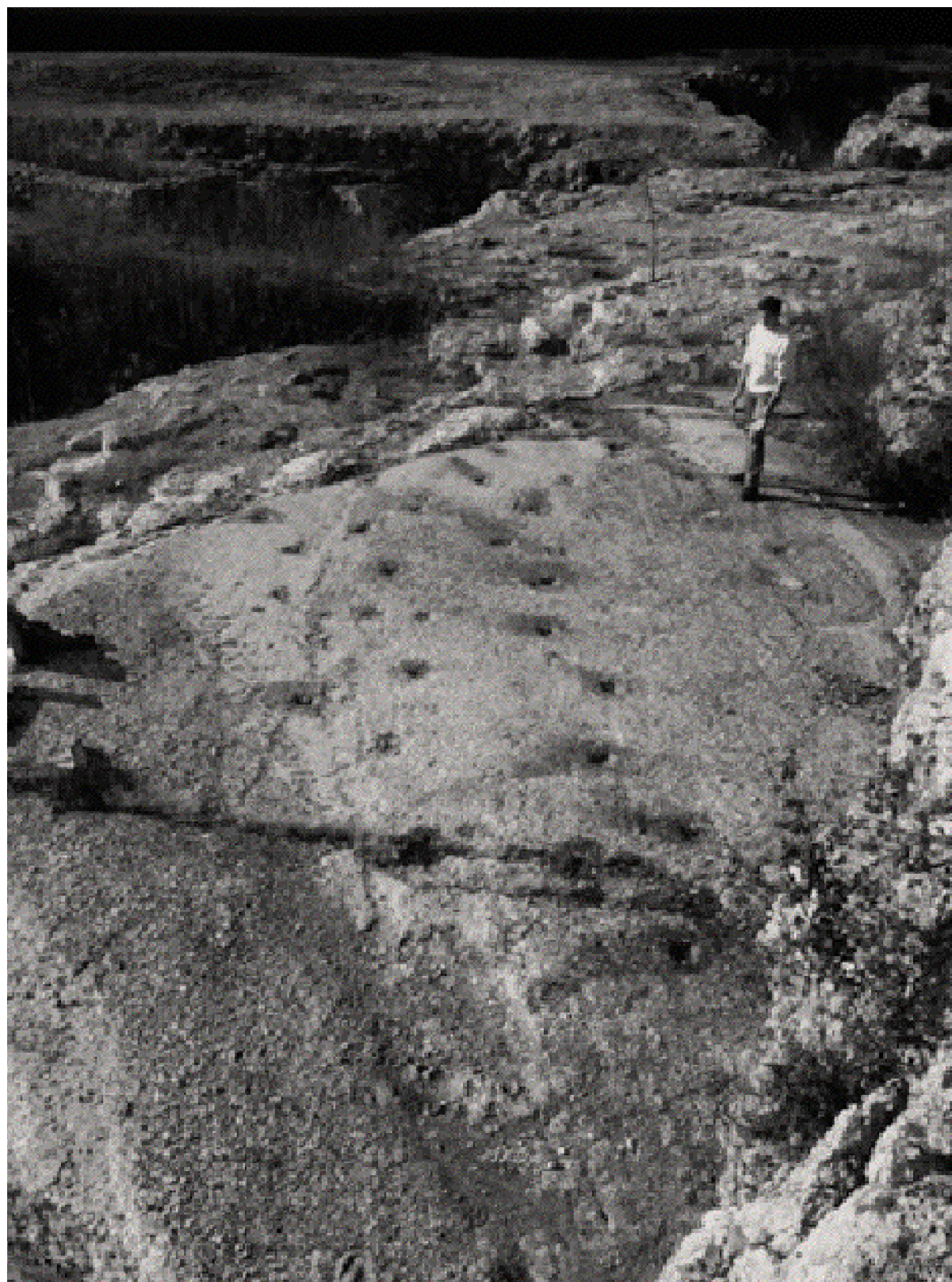
Quest'unità è ben conservata sui colli di San Rocco e di Osoppo, oltre che sui colli Vergnal e Gnima. Il nome deriva da Venturini (1991, 2000), che lo attribuì al Messiniano superiore – Pliocene basale.

Si tratta di conglomerati generalmente ben cementati, a stratificazione da inclinata a suborizzontale, da classati a mal classati. Sono presenti livelli arenaceo-siltitici localmente non cementati; nei colli di S. Rocco e in quello di Osoppo sono stati osservati siltiti e *slump*. I clasti sono da subarrotondati ad arrotondati, con dimensioni medie attorno ai 3 cm e massime attorno ai 30 cm; la matrice è arenaceo-siltosa. La tessitura è generalmente a supporto di clasti con alcuni livelli a supporto di matrice.

Alla base del colle di S. Rocco è ben esposto il contatto inconforme fra le arenite aquitaniane (immerse di 30-40° a SW) e i foreset deltizi pliocenici, i quali alla base inglobano clasti spigolosi centimetrico-decimetrici delle arenite stesse. Rispetto ai conglomerati quasi esclusivamente carbonatici del Tortoniano superiore-Miocene inferiore (Conglomerato del Montello) è evidente una maggiore percentuale di clasti del Trias inferiore e medio (tipicamente vulcaniti e arenite) e la presenza di arenite rosse del Permiano (Arenaria della Val Gardena) con quantità che si aggirano su 25% del totale, oltre a rari clasti di epimetamorfiti. Lo spessore massimo dell'unità, conservato ad Osoppo, è di circa 110 m.

Ambiente deposizionale: i depositi sono caratteristici di un delta tipo *Gilbert*, ghiaioso; sulla sommità del colle di Osoppo, i conglomerati fini e le arenite con impronte di mammiferi segnano il passaggio ad un ambiente fluviale a canali intrecciati.

Età: il dato delle orme di *Hipparion* (Dalla Vecchia & Rustioni, 1996) sui *topset* del sistema deltizio indica che il deposito ha un'età minima di 2,6 Ma (fine Rusciano = circa fine Piacenziano). In rapporto all'età delle siltiti marino-salmastre sottostanti, il Conglomerato di Osoppo viene attribuito al Piacenziano.



3

Foto della superficie con le orme di mammifero, vista dall'alto.

Photo of the footprint-bearing surface taken from above.

2

a: Geologia del colle di Osoppo. 1) Corpo di frana, 2) conglomerati fluvio-lacustri, 3) sabbie, 4) faglie, 5) direzione della stratificazione.

b: sezione stratigrafica dell'affioramento. Lettere come nel testo. Da Dalla Vecchia & Rustioni (1996).

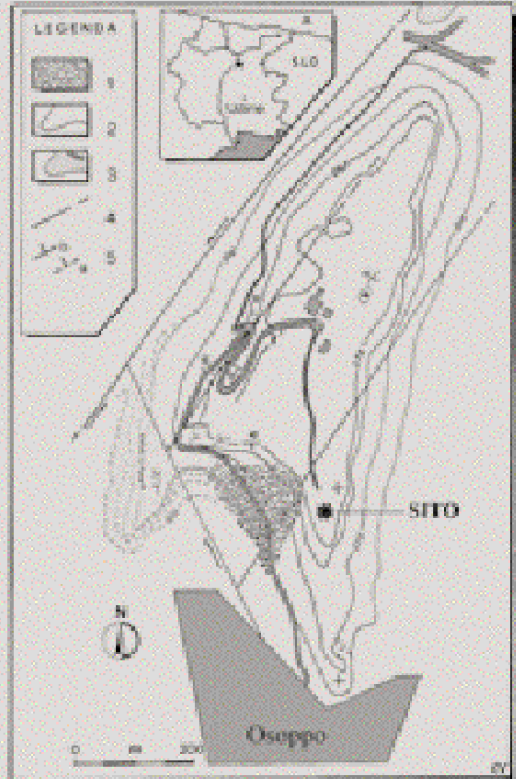
a: Geological sketch of the Osoppo hill. 1) landslide, 2) fluvial-lacustrine conglomerates, 3) yellow siliceous sands, 4) faults, 5) bedding. b: stratigraphical section of the outcrop. Letters as in the text. From Dalla Vecchia & Rustioni (1996).

4

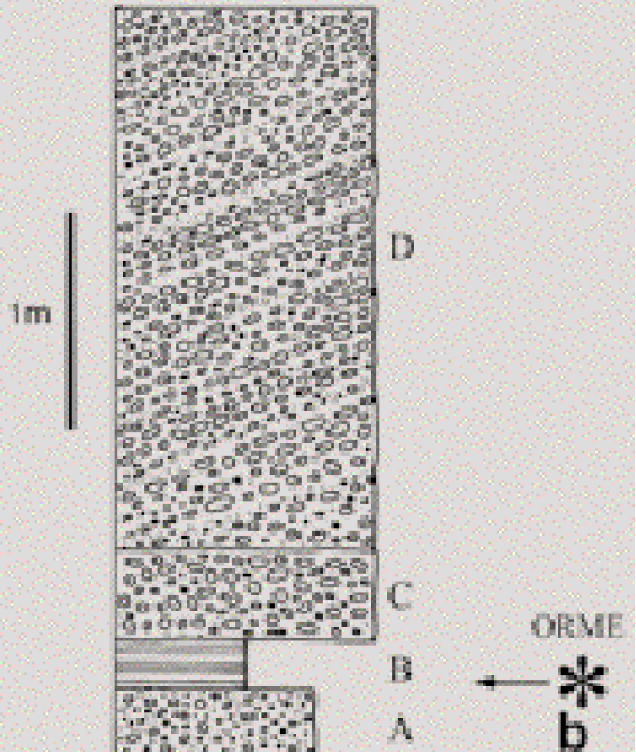
Mappa del sito. 1) conglomerato (dosso ghiaioso), 2) areniti fini-siltiti con piccoli mud cracks, 3) areniti fini-siltiti con sottili ripple marks, 4) margine collassato del dosso ghiaioso con conglomerato discordante, 5) arenite fine sul fondo del canale. Da Dalla Vecchia & Rustioni (1996), modificato.

Map of the site. 1) conglomerate (gravelly hump), 2) fine arenites-siltstones with small mud cracks, 3) fine arenites-siltstones with thin ripple marks, 4) collapsed edge of the gravelly hump with discordant conglomerate, 5) fine arenite on the bottom of the drain. From Dalla Vecchia & Rustioni (1996), modified.

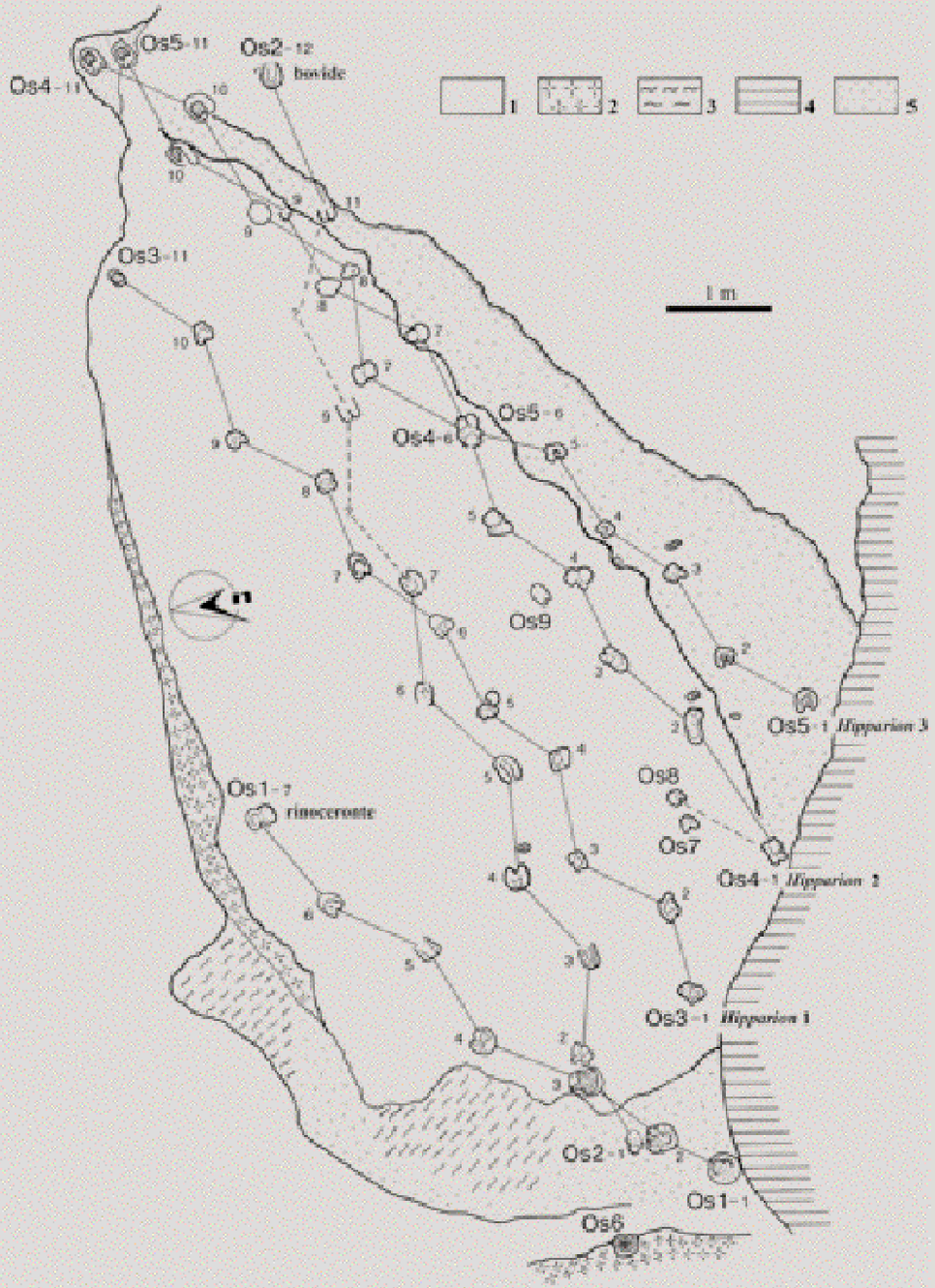
2a



2b







## Evoluzione paleoambientale nel Messiniano e Pliocene

Le tre unità ora descritte e i loro rapporti stratigrafici, assieme ai dati sul sottosuolo della pianura veneto-friulana (Barbieri *et al.*, 2004; Di Giulio *et al.*, 2005) confermano l'ipotesi di Venturini (2000), che collegava i due canyon della valle del Tagliamento e di quella del lago di Cavazzo alla crisi di salinità del Messiniano superiore (5.96 – 5.4 Ma). Il drastico abbassamento del livello marino portò il Paleotagliamento a defluire verso W e a confluire nella profonda valle del Paleopiave. Il successivo innalzamento del livello marino raggiunse il suo massimo solo al passaggio Pliocene inferiore - medio: la trasgressione marina arrivò al margine prealpino risalendo lungo le valli messiniane (Cornuda, Bassano, Vittorio Veneto e Osoppo). Qui la sedimentazione marina fu sostituita rapidamente, entro il Pliocene medio, da quella deltizia e poi alluvionale: infatti, anche nelle Prealpi Carniche orientali, come in quelle Venete, il Pliocene superiore è rappresentato da facies dulcicole (analisi polliniche di G. Monegato, inedite).

## Le Orme di Mammiferi del Colle di Osoppo

Fabio Marco Dalla Vecchia

Le orme fossili del Colle di Osoppo furono scoperte nell'estate 1994 da Umberto Lenuzza e Ivano d'Aronco, abitanti dell'omonimo paese. Si trovano alla sommità dell'estremità meridionale del colle (**2a**), zona interessata nei primi anni '90 del secolo scorso da lavori per la sistemazione dei resti di antiche fortificazioni. Il sito fu mappato e studiato lo stesso anno; il lavoro fu pubblicato due anni dopo (Dalla Vecchia & Rustioni, 1996).

L'affioramento che contiene i reperti è formato da una superficie lunga circa 14 metri e larga 7,5 metri (dove sono conservate le orme) (**3**) delimitata a nord da una parete rocciosa alta circa 3 metri.

La successione stratigrafica, dal basso verso l'alto (**2b**), è costituita da quattro intervalli:

almeno 50 cm di conglomerato con clasti di dimensione della ghiaia; formava un basso dosso ghiaioso delimitato ai margini da due canaletti poco profondi (2-3 cm) orientati SW-NE;

circa 20 cm di arenite fine-siltite giallastra a stratificazione sottile (millimetrica), tabulare; denota una diminuzione di energia ambientale: forse l'area si trovava relativamente più lontano dal corso d'acqua principale ed era diventata una zona di decantazione durante le piene;

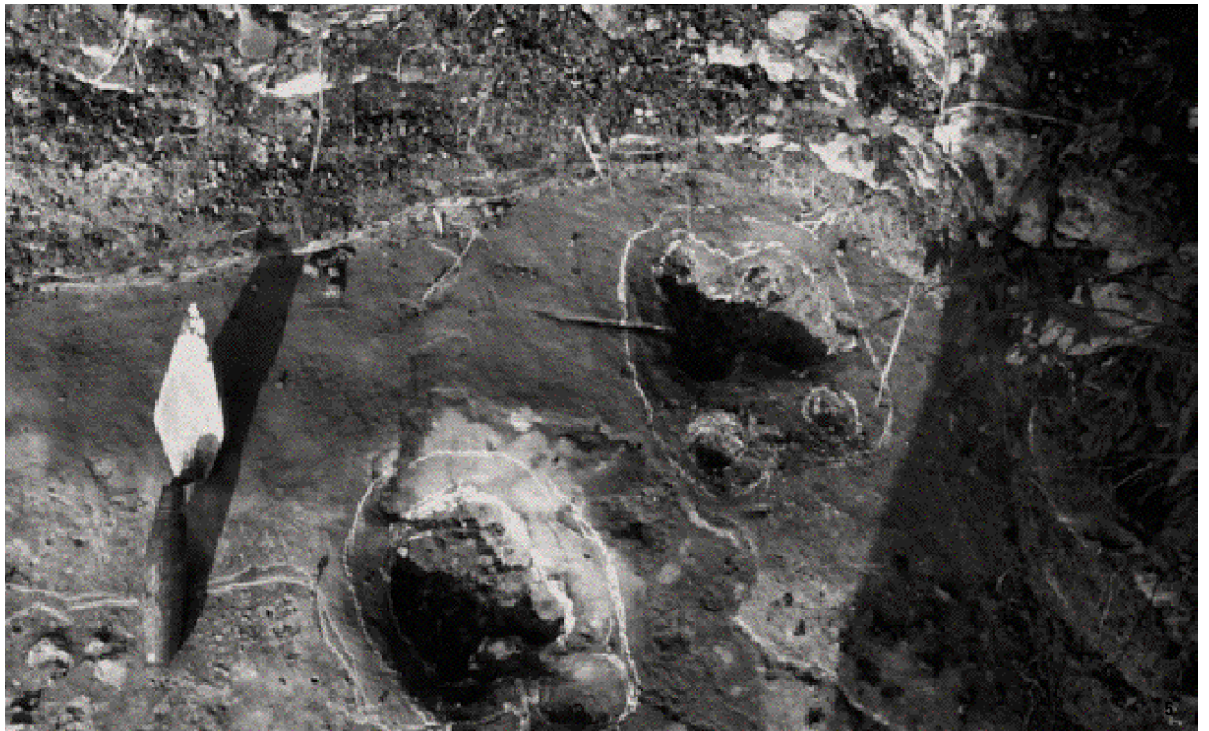
30-50 cm di conglomerato con clasti della dimensione di ghiaia e ciottoli, in uno strato più o meno tabulare; circa 250 cm di conglomerato con clasti (principalmente carbonatici) della dimensione dei ciottoli con stratificazione inclinata a basso angolo (10°-15°). È stata interpretata come una barra di meandro.

Le orme sono state impresse sul primo strato di arenite fine (spesso 1,5-2 cm) dell'intervallo B. Il peso degli animali ha portato alla deformazione del sottostante conglomerato (tetto dell'intervallo A) e alla formazione di sottoimpronte. Poiché l'erosione recente ha asportato gran parte dello straterello di arenite (più tenero), quasi tutte le orme sono conservate come sottoimpronte; quelle in cui l'arenite è ancora presente sono naturalmente le meglio conservate. Il fondo del canaletto settentrionale è costituito dallo straterello di arenite e presenta sottili *ripple marks* nella parte più profonda e piccoli *mud-cracks* sui margini. Questo significa che nella depressione scorreva una sottile lamina d'acqua, mentre i margini erano esposti a disseccamento.

Sono state identificate cinque piste e tre orme singole (**4**). Tre piste sono state prodotte da uno stesso tipo di *trackmaker*, due da altri *trackmakers* diversi tra loro. Quindi vi è l'evidenza di almeno cinque individui appartenenti a tre gruppi diversi di mammiferi che hanno attraversato l'area, tutti diretti verso nord-est.

Ci sono tre piste (OS4-OS5, costituite tutte da 11 orme consecutive) formate da una zampa con uno zoccolo centrale e due zocchetti circolari ai lati, nelle quali si ha nella maggior parte dei casi la sovrimpressionazione perfetta o quasi tra la zampa posteriore e l'orma della zampa anteriore (quindi le piste appaiono come lasciate da un animale bipede). L'orma degli zocchetti non è visibile o lo è poco nelle sottoimpronte, ma è evidente nelle vere orme (**5, 6**). I tre animali sono passati per primi, come indicato dalla maggiore deformazione del sedimento, e si spostavano "al trotto".

Per la morfologia peculiare sono state identificate come orme del piccolo equide tridattile *Hipparion* (Dalla Vecchia & Rustioni, 1996). Poiché i pochi resti di *Hipparion* rinvenuti

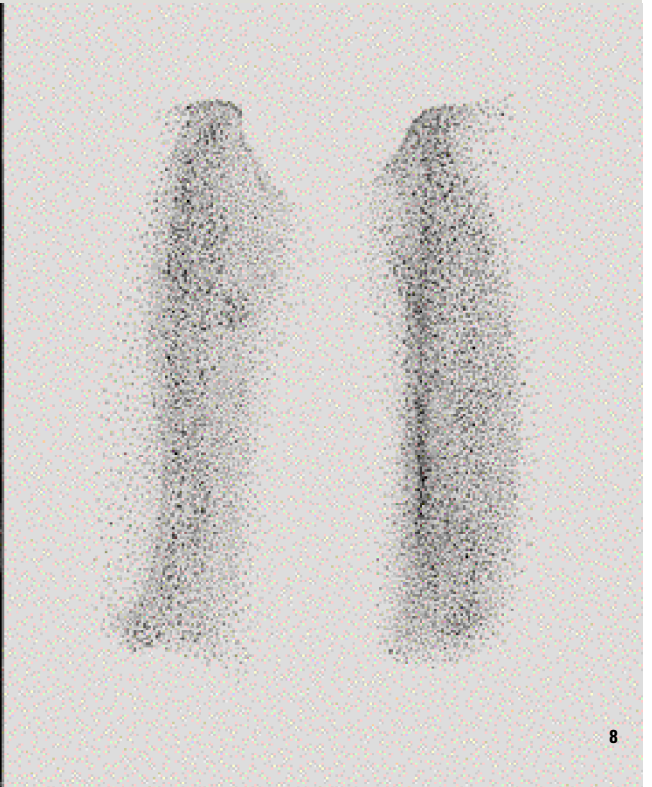
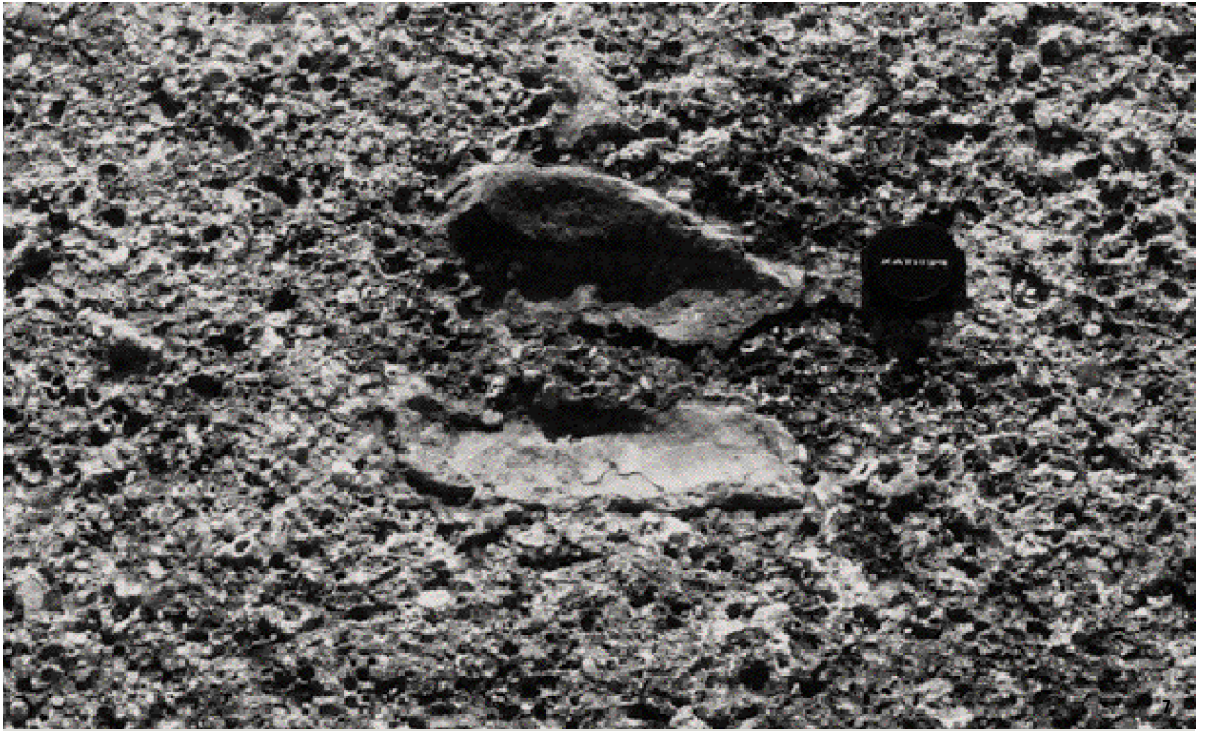


A

B









**5**

Le due migliori impronte di Hipparion (Os4-11 e Os5-11), contornate con il gesso. Autunno 1994.  
The two best Hipparion footprints (Os4-11 e Os5-11), contoured by chalk. Autumn 1994.

**6**

Sinistra: calco di un'orma di Hipparion (Os5-11).  
Destra: disegno dell'orma. Da Dalla Vecchia & Rustioni (1996).  
Left: Hipparion footprint cast (Os5-11). Right: drawing of the footprint. From Dalla Vecchia & Rustioni (1996).

**7**

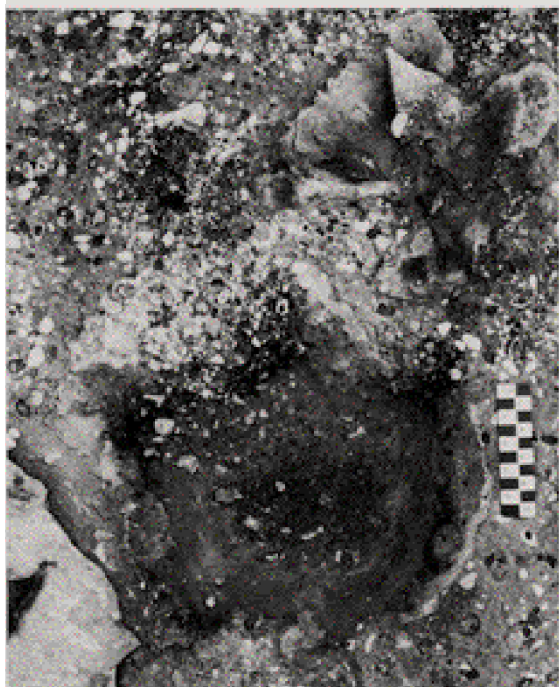
Orma di grande bovide (Os2-3). Autunno 1994.  
Large bovid footprint (Os2-3). Autumn 1994.

**8**

Sinistra: calco di un'orma di grande bovide (Os2-3).  
Destra: disegno dell'orma. Da Dalla Vecchia & Rustioni (1996).  
Left: Large bovid footprint cast (Os2-3). Right: drawing of the footprint. From Dalla Vecchia & Rustioni (1996).

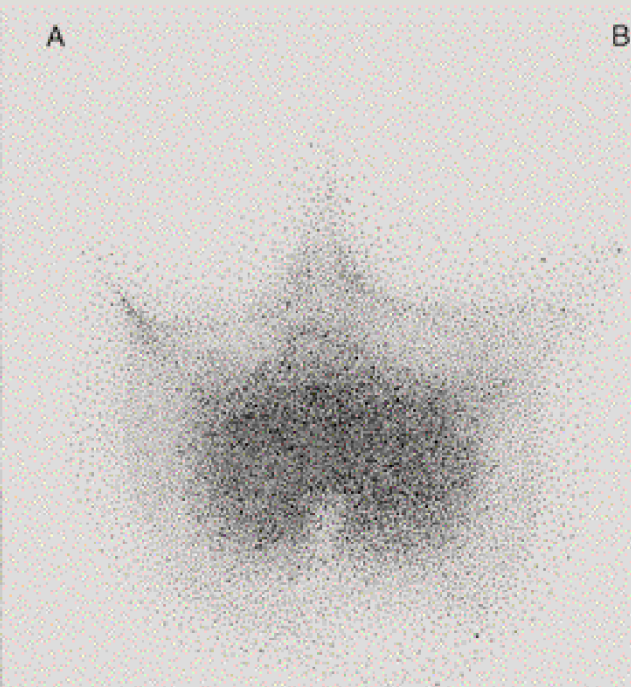
**9**

Sinistra: calco di un'orma di rinoceronte (Os1-3).  
Destra: disegno dell'orma. Da Dalla Vecchia & Rustioni (1996).  
Left: Rhinoceros footprint (Os1-3). Right: drawing of the footprint. From Dalla Vecchia & Rustioni (1996).



A

B



9

in Italia risultano (o almeno risultavano 10 anni fa) essere miocenici (forse con una sola eccezione) e nel Pliocene europeo questo equide è raro e relegato soprattutto alla Penisola Iberica (mentre in Africa perdura sino al Pleistocene medio), le sue orme consentono una prima datazione della sezione stratigrafica alla sommità del colle su base paleontologica.

Una pista (OS2) è formata da 12 orme consecutive, bidattile, con impronte digitali relativamente allungate, poco profonde e di grandi dimensioni (7, 8). Anche in questo caso si ha la sovrimpressione quasi perfetta tra la zampa posteriore e l'orma della zampa anteriore. L'animale si spostava camminando. Per la caratteristica morfologia sono sicuramente orme di un grande artiodattilo, un bovide o un cervide. Se l'età delle orme è Messiniano terminale (Turoliano), come suggerisce la presenza di *Hipparion*, per la composizione delle faune coeve è più probabile si tratti di un grosso bovide perché i grossi cervidi apparvero dopo (Dalla Vecchia & Rustioni, 1996).

Una pista (OS1) è formata da 7 orme consecutive; anche in questo caso si ha la sovrimpressione quasi perfetta tra la zampa posteriore e l'orma della zampa anteriore. Solo una (OS1-3) è relativamente ben conservata: è tridattila con impronte corte delle dita, profonda e di grandi dimensioni (9). La pista è piuttosto stretta e lasciata da un animale che camminava lentamente. L'autore è un perissodattilo con zampe tridattile e dita di dimensioni subeguali. Potrebbe quindi trattarsi di un tapiro o di un rinoceronte. Tuttavia, i tapiri sono più piccoli, con una zampa meno compatta e dita più snelle. È più probabile quindi un rinoceronte di modeste dimensioni, come *Aceratherium* o un piccolo *Dicerorhinus*, tipici delle associazioni a mammiferi del Vallesiano e Turoliano (Dalla Vecchia & Rustioni, 1996). L'animale è passato dopo il bovide poiché ne ha deformato l'orma, dunque è passato per ultimo.

Osoppo Hill is located in the northernmost part of the central Friulian plain that here divides the Carnic Prealps located in the western side from the Julian Prealps in the eastern one. These two mountain

groups are separated by the Tagliamento River, which crosses the Prealps in a narrow north-south striking canyon. Osoppo Hill is a unique paleontological site in the Eastern Alps because of the presence of the footprints of Neogene mammals (Dalla Vecchia & Rustioni, 1996). Moreover it is the only place in Friuli where a Pliocene marine succession outcrops.

### **Mesozoic Palaeogeography and Cenozoic tectonic**

Maria Eliana Poli and Adriano Zanferrari

The panoramic view from Osoppo Hill shows:

- different aspects of the Mesozoic paleogeography i.e. the relationships between the Middle Jurassic-Upper Cretaceous Friulian Carbonatic Platform (FCP), its slope and the Carnic-Slovenian Basin toward the NE;
- the tectonic relationships between the Paleogene Dinaric and the Neogene-Quaternary Neoalpine tectonic units.

From the view point near the "Porta Austriaca" it is possible to see a south-north section of the easternmost part of the Carnic Prealps. The section shows a) the margin-slope transition of the FCP during the Malm; b) the northward progradation of the internal platform on the slope during the Early Cretaceous; c) the distal slope and deep basin successions of Middle Jurassic - Late Cretaceous age.

From south to north the landscape evolves with a smooth relief (Ledrània) to a sector with two low peaks: Mt. Pedroc, in the south, and Cima Pala. A deep valley (Val Tremugna) and a series of asymmetric mountains (southern side more steep than the northern one) follow. From the south, the first group is the Mt. Còvria - Col del Sole (in the background) with the lower Cuel dal Melòc out in front.

- 1) The Ledrania rocks belong to the Ellipsactiniaie Limestone (Malm). This is a typical margin-to-slope unit of the FCP. The rocks are light grey and white massive hydrozoan boundstones with corals, algae, brachiopods and bivalves with max. thickness about 700 m.
- 2) The central part of the mountains (between Ledrania

and the Cima Pala), is formed by Cellina Limestone, a monotonous succession of white micritic limestones with rarely interbedded stromatolitic limestones and bioclastic levels with *Nerinea*. Locally, mainly reworked rudists, corals and gastropods are also present. The succession is sometime organised in peritidal cycles with very thin, green argillitic layers on the top. The downlap of the Cellina Limestone on the Ellipsactinia Limestone is due to the northward progradation of the FCP margin-slope system during the Early Cretaceous. This progradation has been occurred on regional scale: the same situation have been found in the subsurface of the Venetian-Friulian plain (Cati *et al.*, 1989).

3) The medium and upper parts of Cima Pala are composed of calc-turbidites coming from the FCP located to the south. The succession is heteropic with the previous two, and has been deposited on the slope during Malm-Early Cretaceous time (Soccher Limestone).

4) Below the Soccher Limestone of Cima Pala and in the lower part of the Val Tremugna, the Grivò Flysch crops out in a tectonic half-window. It is a very thick turbiditic unit characterised by carbonate breccias and megabeds (Thanetian-Ypresian pp.).

The previously described Mesozoic carbonate formations are included in the Arzino Dinaric tectonic unit that is overthrust toward WSW on the Paleogenic turbidites during the middle (and upper) Eocene. The tectonic unit is sealed by a Lower Miocene (Venturini & Tunis, 1991), deltaic to transitional succession that becomes marine towards the top: the Preplans Sandstone.

During the main Neoalpine tectonic phase (Tortonian-Messinian) the Arzino tectonic unit and its turbiditic substratum together with the Miocene rocks, have been moved towards SSE and refolded.

5) The northernmost part of the panoramic section shows the Neoalpine system, a SSE-verging tectonic wedges mostly composed of Upper Triassic, carbonate platform formations: Monticello Fm. and Dolomia Principale.

The tectonic setting of the Mt. Covria-Col del Sole

group and Cuel dal Meloc is very complex because the Dinaric units have been cut during the Upper Miocene tectonic phase and have been refolded and moved towards SE. The Mt. Covria-Col del Sole group is arranged in a SE-verging anticline. Starting from the anticline core, the complete basinal Jurassic-Cretaceous sequence is showed: it deals with Vaiont Lm., Fonzo Fm., Rosso Ammonitico, Maiolica/Soccher Lm., Scaglia Variegata Alpina and Scaglia Rossa Friulana characterised by massive carbonatic breccias and calc-turbidites.

During the Neoalpine tectonic phase the Mt. Covria-Col del Sole anticline overthrust toward SE the Eocene turbidites. Both these last units overthrust the carbonate, reverse tectonic wedge of Cuel dal Meloc. In this unit the drowning of the Lower Jurassic platform of Calcari Grigi is also recorded.

In the end, we want to point out that the propagation of the eastern Southalpine front is still active, showing a NNW-SSE to NNE-SSW striking crustal shortening (Caputo *et al.*, 2003; Zanferrari *et al.*, 2003).

### **Stratigraphy, sedimentology and age of the Osoppo Hill deposits.**

Giovanni Monegato, Adriano Zanferrari and Elsa Gliozzi

The Osoppo Hill is the highest (310 m a.s.l) of a series of hills aligned from south to north (Col Vergnal, C. Gnima, Colle di S. Rocco, C. di Osoppo and Col Carantan). On its top, a fortification rises that has supported several sieges. The first siege was realized by Maximilian I of Hasburg vs the Republic of Venice (beginning of XVI century). Three lithostratigraphic units are found in this area:

#### **1- Preplans Sandstone**

It outcrops both at the base of Osoppo and San Rocco Hills and at the base of Col Carantan. In the first site it is composed of siliceous sands that are slightly cemented. In the second one also layers of silts and marls are present.

This unit is separated from the two younger units by an erosional surface and an angular unconformity.

Fossils: bivalves and small gastropods (see Martinis, 1962), ostracods and foraminifera [*Ammonia beccarii* (Linneo), *Heterolepa* sp.] and genera such as *Almaena*, included *A. osnabrugensis*, that is very important for dating this deposit.

Depositional environment: estuarine to coastal plain with strong terrigenous input and marked fining-upward trend.

Age: Aquitanian.

## 2- "Osoppo siltstones"

With this informal term we indicate a thin level 8 to 12 m thick of mostly calcareous silts and sands that outcrops in the SW sector on the Osoppo Hill. In this area the unit lies on the siliceous sands of the Preplans Sandstone with an angular unconformity of about 20°. This unit has been drilled between 89.5 m and 105.70 m in the lowermost part of the Col Vergnal 1 well (CARG-FVG Project). Above it, a glacial and fluvio-glacial sequence of the LGM has been found; it was followed by a late glacial one and finally by Holocene coarse gravels.

Fossils:

- Ostracods: *Cytheridea neapolitana* Kollmann and *Loxococonca* sp. (common); *Tyrrhenocythere* sp. Viaggi & Venturini (1996) have also found *Cyprideis pannonica* (Mèhes).

- Gastropods: individuals of Planorbidae and Stenothyridae (R. Gatto, pers. com.).

- Pollen: the samples for pollen analyses on the Osoppo siltstones have been compared with the continuous pollen-record from the northern Apennines. The data indicate a subtropical climate (abundant Taxodiaceae, Cupressaceae, *Caryeto*). The minimum age from pollen analyses is lower-middle Pliocene; the maximum age could be Messinian because tropical taxa, typical of Tortonian, are missing.

Depositional environment: ostracods indicate a transitional marine environment.

Age: on the basis of the ostracods, pollens and on the footprint of *Hipparion*, the age may be latest Messinian (so-called "post evaporite Messinian") to middle Pliocene. The age may be restricted to the boundary Lower-Middle Pliocene (i.e. boundary

Zanclean – Piacenzian) on the basis of the followings:

- comparison and correlation with the marine deposits of this age from Cornuda (Venzo, 1977); Bassano (Favero & Grandesso, 1982) and Vittorio Veneto (Cousin, 1981);

- data of Messinian and Pliocene paleomorphology and paleohydrography of the subsurface of the Venetian-Friulian plain (unpublished AGIP seismic sections; Barbieri *et al.*, 2004; Di Giulio *et al.*, 2005).

## 3- Osoppo conglomerate

This unit is well preserved on the hills of San Rocco and Osoppo, as well as on the hills of Vergnal and Gnima. The name derived from Venturini (1991, 2000), which assigned to this unit a late Messinian to Early Pliocene age. It is composed of well cemented conglomerates in which slumps and seismites have been observed. The clasts are rounded to well-rounded and they are from 3 to 30 cm in diameter. They have a sandy and silty matrix; the texture is mostly clast-supported, locally is matrix-supported. At the base of the San Rocco hill the contact between the Aquitanian sandstones (dipping 30-40° towards SW) and the Pliocene deltaic foresets well outcrops. The foresets include angular clasts of the Preplans sandstones. In comparison with the mostly carbonate Upper Tortonian - Lower Miocene conglomerates (Montello Conglomerate), the Osoppo Conglomerate is characterised by the presence of Lower to Middle Triassic (mostly volcanics and sandstones) and Permian (red pebbles of Val Gardena Sandstone) clasts; a few cobbles of metamorphics (quartzites) are present. They represent 25% of the total of the clasts. The maximum thickness of this unit is 110 m in Osoppo Hill.

Depositional environment: the deposits form a typical Gilbert-type delta, locally with lacustrine deposits. On the top of Osoppo Hill, the fine-grained conglomerates and the sandstones with footprints of mammal, indicate a braided fluvial environment.

Age: the footprints of *Hipparion* (Dalla Vecchia & Rustioni, 1996) indicate a minimum age of deposition of 2.6 Ma (end of Ruscianian i.e. end of Piacenzian). In comparison to the age of the marine siltstones they are ascribed to Piacenzian.

### **Paleoenvironmental evolution during Messinian and Pliocene**

The three units described and their stratigraphic relationships, together with the data from the subsurface of the Friulian-Venetian plain confirm the hypothesis of Venturini (2000), that suggests that the canyon of the Tagliamento Valley and the one of the Cavazzo Lake have been formed during the late Messinian “salinity crisis” (5.96 – 5.4 Ma). The drastic sea-level drop during the Messinian induced the Paleo-tagliamento river to flow westwards and to flow into the Paleopiave. Only at the Early-Middle Pliocene boundary the transgression peaked and reached the Prealps along the Messinian valleys (Cornuda, Bassano, Vittorio Veneto and Osoppo). Lastly, during the Middle Pliocene the marine environment changed in the deltaic and the fluvial one: indeed, as in eastern Venetian Prealps, the Upper Pliocene in the easternmost Carnic Prealps is represented by fresh water facies (unpublished pollen analyses by G. Monegato).

### **Mammalian Tracks on the Osoppo Hill**

Fabio Marco Dalla Vecchia

In the summer of 1994, fossil tracks were discovered on the Osoppo Hill by Umberto Lenuzza and Ivano d’Aronco, living in the town of Osoppo. They are located at the top of the southernmost part of the hill (**2a**), an area hosting ancient defensive works, which underwent restoration in the first years of the 1990s. The site was mapped and studied in the same year; the work was published two years later (Dalla Vecchia & Rustioni, 1996).

The outcrop containing the footprints encompasses an area of about 14 metres long and 7.5 metres wide (**3**) and is delimited on the north by a 3-metre high rocky wall.

The stratigraphic section, from bottom to top (**2b**), consists of four intervals:

A) A conglomerate bed of at least 50 cm thick with gravel-size clasts; it formed a low gravelly rise delimited on the margins by two shallow drains (2-3 cm

deep) SW-NE oriented;

B) An interval of fine yellowish arenite-siltstone, thinly (millimetric) bedded and about 20 cm thick; it testifies of a decrease in environmental energy: perhaps the area was far away from the main stream and it became a settling zone during floods;

C) A 30-50 cm thick conglomerate bed, more or less tabular, with gravel and pebble-size clasts;

D) About 250 cm of conglomerate with pebble-size clasts (mainly carbonatic), with low angle (10°-15°) inclined bedding. It was interpreted as a meander point bar.

The footprints were impressed on the first fine arenite layer (1.5-2 cm thick) of interval B. The weight of the animals deformed the underlying conglomerate (top of interval A) and formed underprints. Since recent erosion has wiped out most of the thin arenite layer (which was softer than the underlying conglomerate), almost all footprints are preserved as underprints; of course the best preserved ones are those where the arenite layer is still present.

The bottom of the northern drain consists of the thin arenite layer and shows small ripple marks in the lower part and small mud-cracks on the edges. This means that in that depression, a trickle of water flowed, while the edges were exposed to drying. Five trackways and three single footprints were identified (**4**).

Three trackways were produced by the same type of trackmaker, two by other different trackmakers. Therefore there is evidence of at least five animals belonging to three different groups of mammals, which have walked across the area, all moving northeastwards.

There are three trackways (OS4-OS5, consisting of 11 consecutive footprints) impressed by a foot with a central hoof and two small, round hooves on the sides. In most cases the overprinting of the hindfoot and the forefoot is almost perfect, therefore the tracks seem to be made by a bipedal animal). The mark of the lateral, smaller hooves is barely visible in the underprints, but it is evident in the real prints (**5, 6**). The three animals were the first to cross the area, as shown by a greater

deformation of the sediment, and were trotting.

The shape of the footprints reveals that they were impressed by the small, tridactyl equid *Hipparion* (Dalla Vecchia & Rustioni, 1996). Those tracks allow a first dating of the stratigraphic section at the top of the hill on a paleontological basis. In fact, the remains of *Hipparion* found in Italy date back to the Miocene (perhaps with only one exception), or at least were so 10 years ago, and in the Pliocene of Europe this equid is rare and limited to the Iberian Peninsula, while it lived in Africa until the Middle Pleistocene.

The OS2 trackway consists of 12 consecutive, bidactyl footprints, with digital marks that are rather long, shallow and large (7, 8). Even in this case the overprinting of the hind foot and the forefoot is almost perfect. The animal crossed the area walking. The morphological features of the footprints show that they were left by a large artiodactyl, a bovid or a cervid. If the tracks date back to the end of the Messinian (Turolian), as suggested by the presence of *Hipparion*, the coeval faunas reveal that it was most likely to be a large bovid because large cervids appeared later (Dalla Vecchia & Rustioni, 1996).

The OS1 trackway consists of 7 consecutive footprints. Also in this case, the overprinting of the hind feet and the forefeet is almost perfect. Only one footprint (OS1-3) is relatively well preserved: it is large, deep and tridactyl with short digital prints (9). The trackway is rather narrow and was left by an animal walking slowly. It belonged to a perissodactyl with tridactyl hind feet and digits with subequal size, i.e. a tapir or a rhinoceros. However, tapirs are smaller, with a less compact footprint morphology and more slender digit prints. Therefore they probably belonged to a small rhinoceros, like *Aceratherium* or a small *Dicerorhinus* species, typical of Vallesian and Turolian mammalian associations (Dalla Vecchia & Rustioni, 1996). The animal crossed the area after the bovid since it deformed its footprints, so it came last.

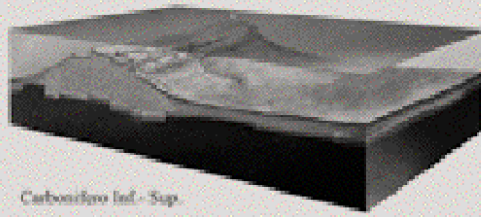
## Il Paleozoico Carnico

Luca Simonetto e Carlo Corradini

Nella parte settentrionale del Friuli, al confine con l'Austria, affiora una delle successioni sedimentarie paleozoiche più estese e continue d'Italia; essa comprende rocce depositatesi tra l'Ordoviciano Superiore e il Permiano, quasi senza soluzione di continuità. Durante il Carbonifero, la parte più antica di questa successione fu interessata dall'Orogenesi Ercinica, che portò al sollevamento di una catena montuosa non molto elevata, la Catena Paleocarnica. Questi terreni sono stati nuovamente deformati durante la successiva Orogenesi Alpina. Mentre nella parte più occidentale della Carnia le pressioni sviluppate dalle spinte orogenetiche erciniche hanno metamorfosato le rocce, cancellandone le caratteristiche originali, a Est del meridiano di Forni Avoltri fino al Tarvisiano, il metamorfismo, quando presente, è stato così lieve da mantenere quasi inalterate le caratteristiche delle rocce, permettendo la conservazione di numerosi resti fossili.

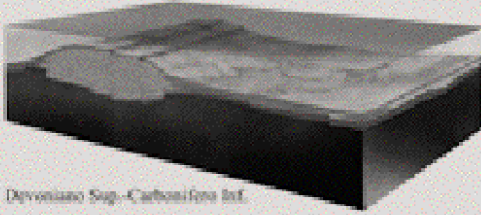
La successione paleozoica carnica è quindi divisa in due parti, separate dal sollevamento della Catena Paleocarnica: la Sequenza ercinica (Ordoviciano Superiore-Carbonifero Superiore) e la Sequenza permo-carbonifera (Carbonifero Superiore-Permiano Inferiore); infine, le prime fasi del ciclo di deposizione della Sequenza permo-anisica chiudono la successione del Paleozoico Carnico (Permiano Medio-Superiore) (10, 11). Le più antiche rocce affioranti nell'area carnica sono datate all'Ordoviciano Superiore e costituiscono il membro terrigeno della Formazione di Uqua: si tratta di sedimenti clastici (peliti, arenarie e più rari conglomerati) depositatisi alle medio-alte latitudini meridionali in un mare poco profondo al margine di una terra emersa, ubicata più a Ovest. Tra la fine dell'Ordoviciano Superiore e il Siluriano inferiore inizia una generale tendenza trasgressiva inne-

6



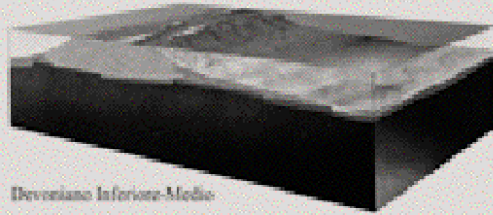
Carbonifero Inf. - Sup.

5



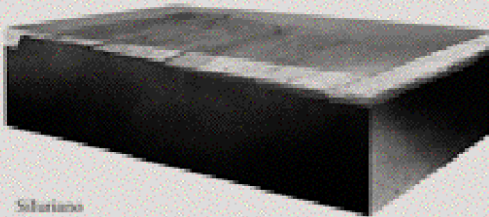
Devoniano Sup. - Carbonifero Inf.

4



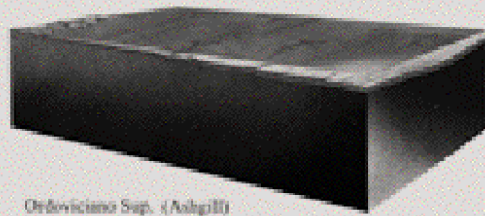
Devoniano Inferiore-Medio

3



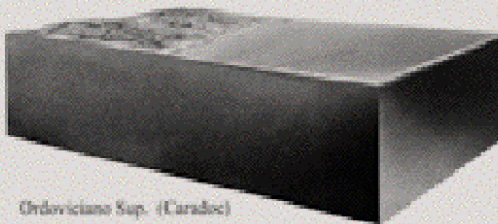
Siluriano

2



Ordoviciano Sup. (Ashgill)

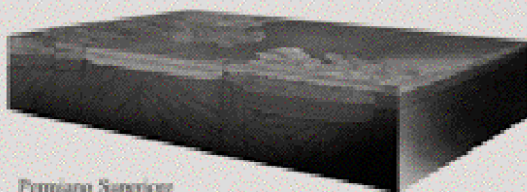
1



Ordoviciano Sup. (Caradoc)

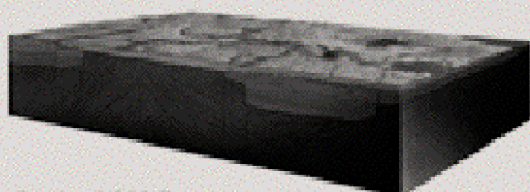


12



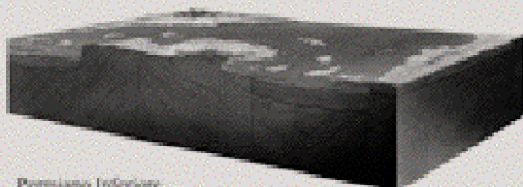
Permiano Superiore

11



Permiano Inf.-Medio

10



Permiano Inferiore

9



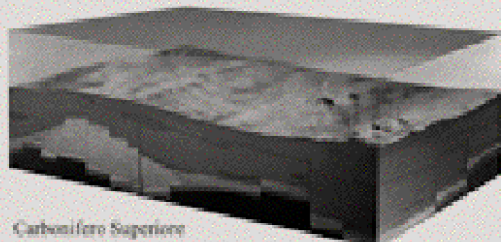
Carbonifero Sup.-Permiano Inf.

8



Carbonifero Sup. (Weisphaliano)

7



Carbonifero Superiore



scata sia dallo scioglimento della calotta glaciale tardo-orдовiciano, sia da movimenti distensivi della crosta terrestre (*rifting*) che termineranno all'inizio del Siluriano superiore. Con l'allontanamento delle sorgenti terrigene, a partire dall'Ashgill i sedimenti carbonatici prendono il sopravvento su quelli silicoclastici. Nella parte occidentale del bacino durante l'Hirnantiano (Orдовiciano terminale) si depositano biocalcarei ricchi in crinoidi, note come Formazione di Plöcken.

L'abbassamento del substrato legato al *rifting* siluriano non è omogeneo e una serie di faglie distensive frazionano l'area carnica in numerosi bacini caratterizzati da differenti condizioni di profondità e di sedimentazione. Nelle aree più profonde e protette iniziano a depositarsi argilliti e radiolariti, che in alcuni casi proseguono fino a metà del Carbonifero Inferiore. Nei litotipi argillosi di età siluriana i graptoliti sono frequenti. Dove il mare è meno profondo si depositano fanghi carbonatici ricchi in invertebrati, in maggioranza cefalopodi ortoconi che daranno origine ai "calcarei a *Orthoceras*" caratteristici del Siluriano in tutto il Nord Gondwana. Nel Siluriano superiore, terminati i movimenti distensivi, si impostano condizioni di sedimentazione più stabili. Il tasso di sedimentazione durante il Siluriano è generalmente basso e la potenza delle successioni non supera i 50-70 metri. Nel Devoniano Inferiore, nelle aree meno profonde, complice il progressivo spostamento verso Nord e il conseguente miglioramento del clima che ha assunto caratteristiche tropicali, inizia la costruzione delle scogliere biocostruite i cui imponenti resti sono attualmente visibili nel gruppo del Monte Coglians, nel Monte Zermula, nel Monte Cavallo di Pontebba e nel Monte Osternig. Le imponenti masse dei calcari di scogliera devoniani contengono abbondanti resti fossili e testimoniano la presenza di tutti gli ambienti che caratterizzano i complessi di scogliera. Lateralmente alle scogliere continua la

deposizione di calcari pelagici a tentaculiti, iniziata nel Devoniano Inferiore; in queste rocce, a partire dall'Emsiano, compaiono i primi resti di ammonoidi. Nei bacini più profondi prosegue la deposizione di argilliti e di radiolariti. Alla fine del Devoniano Medio riprendono i movimenti distensivi nell'area carnica: le scogliere sprofondano rapidamente e gli organismi costruttori, mutate le condizioni ambientali, si estinguono. Il Devoniano Superiore, è rappresentato quasi esclusivamente dai Calcari a Climenie: calcari pelagici nodulari che contengono numerosi resti di ammonoidi, piccoli trilobiti e rari bivalvi e brachiopodi.

Le faglie distensive che si sono attivate in seguito alla ripresa del *rifting*, attivo su crosta continentale, favoriscono, nel Carbonifero Inferiore, lo sprofondamento di alcune parti del bacino carnico mentre alcune aree rimangono più sollevate e altre ancora emergono, sollecitate da transpressioni e transtensioni. Dalle scarpate che delimitano gli alti strutturali franano nel bacino numerosi orizzonti di brecce alternati a locali conglomerati, smantellati dai settori più sollevati ed emersi, che complessivamente si intercalano in un'imponente serie torbida (Formazione dell'Hochwipfel). Fanno seguito emissioni vulcaniche basiche (Formazione del Dimon) favorite dall'assottigliamento crostale collegato al *rifting*. Queste condizioni permangono fino all'inizio del Moscoviano (Carbonifero Superiore) quando inizia, nell'area carnica, il ciclo orogenetico ercinico che segna la fine della deposizione della Sequenza ercinica.

Con il sollevamento della Catena Paleocarnica inizia lo sviluppo di una lacuna erosivo-deposizionale. In particolari settori (Forni Avoltri, Pramollo e Tarvisio) la lacuna si interrompe precocemente (Moscoviano sommitale) a causa di subsidenze regolate da un regime tettonico trascorrente. La deposizione della Sequenza permo-carbonifera, in netta discordanza angolare sull'ercinica è caratterizzata da cicli di alternanze di depositi



fluvio-deltizi e marini regolati da frequenti oscillazioni eustatiche legate al glacialismo permo-carbonifero. La sequenza si apre con la Formazione del Bombaso originata dallo smantellamento della Catena Paleocarnica. A questa si sovrappone il Gruppo di Pramollo composto da 5 unità (Formazione di Meledis, Formazione del Pizzul, Formazione del Corona, Formazione dell'Auernig e Formazione del Carnizza). Il gruppo è caratterizzato da frequenti cicli trasgressivo-regressivi durante i quali si alternano sedimenti clastici fluvio-deltizi e depositi calcarei di mare basso.

Nel Permiano inferiore le facies calcaree prendono il sopravvento; le tre formazioni che compongono il Gruppo di Rattendorf (Formazione inferiore a *Pseudoschwagerina*, Formazione di Val Dolce e Formazione superiore a *Pseudoschwagerina*) testimoniano una generale tendenza trasgressiva con l'instaurarsi di condizioni marine più stabili. La tendenza trasgressiva perdura in tutto il Permiano Inferiore che si chiude con il Gruppo del Trogkofel ("Calcare del Trogkofel", Calcare di Tressdorf e Calcare di Coccau) caratterizzato da corpi biocostruiti potenti fino a 400 metri. Nel Permiano Medio, favorita da una fase tettonica transpressiva, si afferma una generale emersione estesa a tutto il territorio carnico. Fa seguito (Permiano Superiore) l'inizio di una fase distensiva accompagnata dalla deposizione di una successione inizialmente continentale ruditica (Breccia di Tarvisio e Conglomerato di Sesto) e terrigena fine (Arenaria di Val Gardena), poi marina, lagunare evaporitica e di mare basso (Formazione a *Bellerophon*). La successione continentale è formata inizialmente da conoidi di deiezione (Breccia di Tarvisio e Conglomerato di Sesto) che si indentano con sedimenti di pianura alluvionale solcata da corsi d'acqua con alvei bassi e divaganti che depositano una potente coltre di peliti e arenarie (Arenaria di Val Gardena). La Formazione a *Bellerophon* che chiude il

Paleozoico Carnico testimonia un lento innalzamento del livello marino con prevalenza di gessi e dolomie evaporitiche nella parte bassa della successione che lasciano il posto, verso l'alto a dolomie e calcari neri (12, 13).

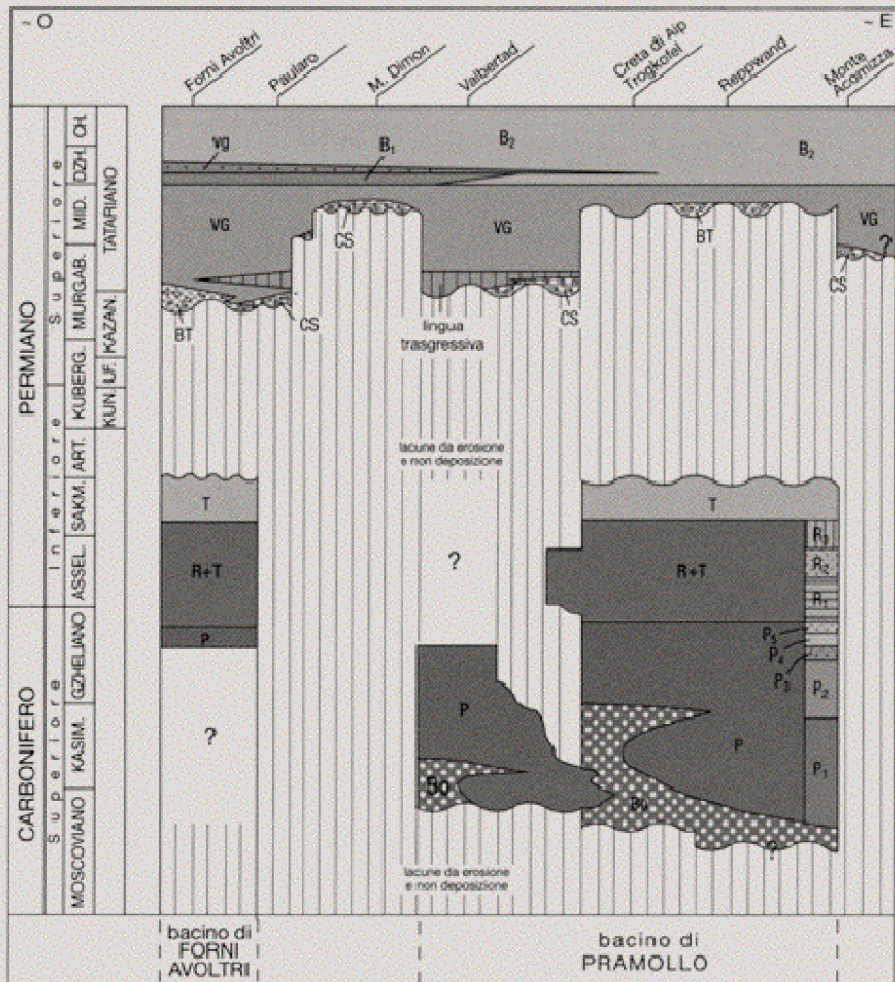
### **The Palaeozoic Succession of the Carnic Alps**

Luca Simonetto, Carlo Corradini

In the northern part of Friuli, right on the border with Austria, one of the most complete Palaeozoic sedimentary successions of Italy is exposed. It is made up of rocks deposited, almost continuously, from Upper Ordovician to Permian. During the Carboniferous time, the oldest section of the succession was affected by the Hercynian Orogeny, leading to the upheaval of a mountain range of modest height, the Palaeocarnic Chain. Later, the sequence was modified by the succeeding Alpine Orogeny. In the westernmost part of Carnia, pressures due to orogenic compression metamorphosed basement rocks, erasing their original features; to the East of Forni Avoltri Meridian up to the Tarvisiano, rocks underwent minor transformations, allowing the preservation of numerous fossil remains.

The Carnic Palaeozoic succession is divided into two sequences, separated by the Paleocarnic chain uplift: the Hercynian Sequence (Upper Ordovician-Upper Carboniferous) and the Permo-Carboniferous Sequence (Upper Carboniferous-Lower Permian). The Carnic Paleozoic succession ends with the first phases of the Permo-Anisian Sequence deposition process (Middle-Upper Permian)(10, 11).

The oldest outcrops in the Carnic area date back to the Upper Ordovician. They constitute the shaly member of the Uqua Fm and



**13**

Schema stratigrafico della sequenza permo-carbonifera (Spalletta *et al.*, in Venturini *et al.*, 2002, mod.).

Bo = Fm del Bombaso, P = Gruppo di Pramollo, R = Gruppo di Rattendorf, T = Gruppo del Trokofel, BT = Breccia di Tarvisio, CS = Conglomerato di Sesto, VG = Arenarie di Val Gardena, B = Fm a *Bellerophon*.

Stratigraphy of the permo-carboniferous sequence (Spalletta *et al.*, in Venturini *et al.*, 2002, mod.).

Bo = Bombaso Fm, P = Pramollo group, R = Rattendorf group, T = Trokofel group, BT = Tarvisio Breccias, CS = Sesto Conglomerate, VG = Val Gardena Sandstones, B = *Bellerophon* Fm.

consist of clastic sediments (pelites, sandstones and occasional conglomerates) deposited in shallow water, close to land located further west, at medium-high southern latitudes.

From the late Upper Ordovician to the lower Silurian the melting of the Late Ordovician ice sheet along with extensional tectonic up to the early Upper Silurian causes a general transgression. From the Ashgill, as terrigenous sources move away, carbonatic deposition became prevalent. During Hirnantian time, biocalcarenes rich in crinoids (Plöcken Fm) deposited in the western part of the Carnic basin.

The substratum subsidence due to Silurian extension is irregular: a series of extensional faults break up the Carnic area into numerous basins characterized by different depths and various sedimentary conditions. In the deepest and most protected areas, shales and radiolarites begin to deposit and in some cases this sedimentary process continues up to the Lower Carboniferous. Graptolites are abundant in the Silurian shales. In shallower areas, carbonatic muds were deposited, giving rise to the "*Orthoceras* limestones". This unit is very widespread along the North Gondwana margin and is rich in invertebrates, mainly orthoconic cephalopods. In the Upper Silurian, once the extensional tectonic was over, sedimentary conditions became more stable. During the Silurian the sedimentary rate was generally low, and deposits are about 50-70 m thick.

In the Lower Devonian, bioherms and coral reefs begin to form in shallow areas, due to gradual northing and to the improvement of climate conditions that were taking on tropical features. Their remains are mainly preserved in the Mt. Coglians, Mt. Zermula, Mt. Cavallo di Pontebba and Mt. Osternig areas. The impressive reefal limestone cliffs are very rich in fossil remains, and all types of

reefal facies are well represented. Laterally to the reefs, the deposition of pelagic limestone with tentaculites, which started in the Lower Devonian, continues. Here, ammonoids make their first appearance within the Emsian.

Meanwhile shales and radiolarites continue to deposit in deeper basins. At the end of the Middle Devonian, extensional tectonics caused the collapse of the basin and consequently reefs rapidly drowned and reefal organisms died out. The Upper Devonian is almost exclusively represented by "*Climenia* limestone": a pelagic nodular limestone with abundant ammonoid remains, small trilobites, occasional bivalves and brachiopods.

In the Lower Carboniferous, faults due to continued extension cause some sections of the Carnic basin to subside, while some areas remain exposed. Several levels of breccias and conglomerates slide down in the deepest basins, forming a thick turbiditic sequence (Hochwipfel Fm), overlain by basic volcanic eruptives (Dimon Fm), related to the crustal thinning due to rifting. These conditions continue up to the Moscovian (Upper Carboniferous), when the Hercynic orogenic cycle begins in the Carnic area, marking the end of the deposition of the Hercynian Sequence.

The uplift of the Paleocarnic chain generates an erosional-depositional sedimentary gap. In some places (Forni Avoltri, Pramollo and Tarvisio sectors) the gap is earlier interrupted during the latest Moscovian, because of subsidence related to a strike-slip tectonic system.

The Permo-Carboniferous Sequence unconformably overlies the Hercynian Sequence. It alternates cycles of fluvio-deltaic and marine deposits, regulated by frequent eustatic variations due to Permo-Carboniferous glacialism. The sequence starts with the Bombaso Fm, resulting from the erosion of the Paleocarnic

Chain. This unit is overlain by the Pramollo Group, made up of 5 formations (the Meledis Fm, the Pizzul Fm, the Corona Fm, the Auernig Fm and the Carnizza Fm), characterized by frequent transgressive-regressive cycles, with alternating fluvio-deltaic clastic sediments and calcareous shallow water deposits.

In the Lower Permian, calcareous facies are dominant; the three formations (Lower *Pseudoschwagerina* Fm, Val Dolce Formation, and Upper *Pseudoschwagerina* Fm), grouped in the Rattendorf Group indicate a general transgression with more stable marine conditions. The transgressive trend continues throughout the Lower Permian, and ends with the Trogkofel group ("Trogkofel Limestone", Tressdorf Limestone and Coccau Limestones), characterized by reefs up to 400 metres thick.

Within the Middle Permian, a transpressional tectonic phase causes extensive areas to emerge. In the Upper Permian an extensional phase starts, accompanied by the deposition of a sequence that is first continental ruditic (Tarvisio Breccia and Sesto Conglomerates), and fine terrigenous (Val Gardena Sandstones), then marine, lagoonal evaporitic, and of shallow marine water (Bellerophon Fm). This sequence was deposited in an environment that is characterized by alluvial fans (Tarvisio Breccia and Sesto Conglomerates), alternated with an alluvial plain, where irregular shallow streams deposited a thick sheet of pelites and sandstones (Val Gardena Sandstones). The *Bellerophon* Fm, marking the end of the Carnic Palaeozoic, indicates a slow sea-level rise, and is characterized by gypsum and evaporitic dolostone in the lower part of the succession and by dolostone and black limestone in the upper part (12, 13).

## **Inquadramento strutturale delle Alpi Carniche**

Monica Pondrelli

L'assetto strutturale delle Alpi Carniche è alquanto complesso, caratterizzato da diverse fasi deformative sia estensive che compressive. Il substrato Ordoviciano-Carbonifero è stato interessato dall'orogenesi ercinica che in queste aree si è manifestata attraverso tre stadi deformativi durante il Westfaliano (Venturini, 1990) (14).

Il primo stadio si è sviluppato a livelli crostali relativamente profondi, al limite con il passaggio al metamorfismo che in certe limitate aree viene effettivamente raggiunto. Le strutture deformative che si originano sono pieghe asimmetriche con asse orientato attorno ai N120°E vergenti verso Sud. A livelli crostali più superficiali si origina il secondo stadio deformativo, coassiale rispetto al precedente, durante il quale sovrascorrimenti sudvergenti tagliano le pieghe precedentemente formatesi (15). Durante il terzo ed ultimo stadio deformativo ercinico, tutte queste strutture vengono ripiegate da una serie di antiformali che si sviluppano a scala plurichilometrica (16).

Durante il Permo-Carbonifero questa area viene interessata da un episodio di tettonica transtensiva che favorisce lo sviluppo di alcuni bacini distensivi nei quali si deposita la successione del Permo-carbonifero pontebbano (Venturini, 1990). Le intere Alpi Carniche sono poi oggetto delle fasi deformative riconducibili alla fase Alpina. Una fase estensiva di età oligocenica interessa l'area in oggetto, favorendo l'intrusione di alcuni plutoni lungo la linea insubrica.

Fra il Chattiano ed il Burdigaliano una fase compressiva coassiale con quella ercinica interessa l'area in oggetto, originando pieghe e sovrascorrimenti sudvergenti.

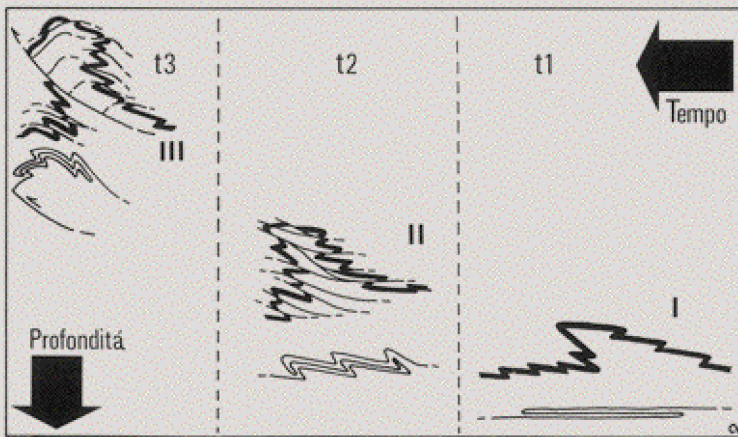
Una fase deformativa transpressiva si sviluppa nel Tortonian-Messiniano con orientazione dell'asse di massimo sforzo circa Nord-Sud. Pieghe e sovrascorrimenti sono accompagnati



**14**  
 Schema che riassume la dinamica della sovrapposizione dei tre stadi deformativi ercinici, ognuno attivo a livelli crostali più superficiali rispetto ai precedenti.  
 Schematic sketch showing the dynamic evolution of the three Hercynian deformative stages, each active at shallower crustal level than the previous.

**15**  
 Sovrascorrimento dei calcari di scogliera devoniani sui depositi pelitici del Hochwipfel, presso il Zuc di Malaseit.  
 Overthrust of Devonian reef limestones on Carboniferous pelitic shales (Hochwipfel Fm), close to Zuc di Malaseit.

14



15



dalla presenza di numerose faglie trascorrenti destre, orientate N120°E e sinistre, orientate N30°E.

Queste strutture sono riattivate dalla successiva fase deformativa Plio-Pleistocenica, che prevalentemente si attua attraverso trascorrenze destre lungo le direttrici N90°E e N120°E.

### **Structural setting of the Carnic Alps**

Monica Pondrelli

The structural setting of the Carnic Alps is rather complex, due to the several deformative phases, both extensive and compressive, which affected this area. The Ordovician-Carboniferous substrate was subjected to the Hercynian orogenesis that in these areas developed through three deformative stages during the Westphalian (Venturini, 1990) (14). The first stage developed at relatively deep crustal levels, at the boundary with the transition to metamorphism that actually has been reached in some limited areas. This stage brought to the formation of top to the south asymmetrical folds, displaying a N120°E oriented axis. The second deformative stage, coaxial with the previous, originated at more superficial crustal levels, originating top to the south thrusts (15), which cut the previously created folds. During the third and last deformative Hercynian stage, all these structures were folded by a series of large anticlines, which developed on a kilometric scale (16).

During the Permo-Carboniferous, this area underwent an episode of transtensional tectonics, which favoured the development of some extensional basins in which the Permo-Carboniferous succession was deposited (Venturini, 1990).

The whole Carnic Alps underwent deformative episodes during the Alpine phase. An

Oligocene extensional phase involved the area favouring the intrusion of some plutons along the Insubric lineament.

Between the Chattian and the Burdigallian a compressional phase, coaxial with the Hercynian, affected the studied area, creating top to the south folds and thrusts.

A transpressional phase occurred in the Tortonian-Messinian with north-south oriented maximum stress axis. Folds and thrusts occurred, associated with N120°E oriented dextral strike slip faults and N30°E oriented left strike slip faults.

These structures were then reactivated by the following Plio-Pleistocenic deformative phase, which caused dextral strike slip along the previously formed N90°E and N120°E faults.





**16**  
Piega ercinica nella parete nord del Monte Coglians.  
Hercynian fold in the northern slope of Mt.  
Coglians.

stop 2

## La scogliera devoniana

### The Devonian reef

Claudia Spalletta,  
Carlo Corradini

Nelle Alpi Carniche si trovano le più grandi scogliere devoniane d'Europa. Le aree in cui affiorano più estesamente sono il M. Coglians, il M. Zermula, il M. Cavallo e il M. Osternig, anche se affioramenti di ridotte estensioni sono presenti in tutta la catena (17). Le facies di scogliera costituiscono la stragrande maggioranza delle rocce depositatesi nel Devoniano Medio in area carnica. La potenza massima di questi depositi è di oltre 1200 metri nel massiccio del Coglians.

Le prime piattaforme carbonatiche hanno iniziato a svilupparsi nel Devoniano Inf., in corrispondenza dell'inizio di una certa mobilità tettonica del bacino carnico; scogliere vere e proprie si sono sviluppate nel Devoniano Medio, raggiungendo una massima diffusione, e sono perdurate fino all'inizio del Devoniano Superiore (Frasniano), quando lo sprofondamento dei blocchi crostali su cui erano costruite ne ha decretato l'annegamento e la conseguente scomparsa (Vai, in Braga *et al.*, 1971; Vai, 1976, 1991, Vai *et al.* (coord., 2002); Schönlaub, 1979, 1985; Schönlaub & Heinisch, 1994; Spalletta *et al.*, 1982; Vai & Spalletta, 1982; Venturini *et al.*, in stampa). L'estinzione locale delle scogliere corrisponde a quella registrata a livello globale nello stesso periodo di tempo: l'estinzione al limite Frasniano-Famenniano, una delle cinque grandi estinzioni della storia della Terra, la cui causa è tuttora oggetto di dibattito scientifico, che portò non solo alla scomparsa di tutti gli organismi costruttori di scogliera precedentemente esistenti, ma anche a quella di circa il 70% di tutte le specie animali (Streef *et al.* 2000). Le facies carbonatiche di scogliera propriamente dette sono riconoscibili per la presenza di organismi costruttori quali stromatoporidi, che arrivano anche a dimensioni metriche, e tabulati; contengono inoltre tetracoralli, brachiopodi, crinoidi, bivalvi, gasteropodi, ostracodi, trilobiti, alghe, calcisfere e foraminiferi (18, 19, 20, 21).

La varietà di facies delle scogliere devoniane è notevole, anche se prevalentemente si tratta di calcari massicci con stratificazione maldefinita. Nel Devoniano Medio i vari corpi di scogliera presentano caratteristiche leggermente diverse le une dalle altre, tuttavia a grandi linee si possono distinguere tre prevalenti unità succedutesi nel tempo, raggruppabili in base ai loro caratteri litostratigrafici: "calcari a *Pentamerus*", caratterizzati dalla presenza di crinoidi, stromatoporidi e tetracoralli, di età eifeliana,

**17**

I calcari di scogliera del Monte Zermula visti dal passo del Cason di Lanza.

**Mt. Zermula reef limestones from Cason di Lanza Pass.**

**18**

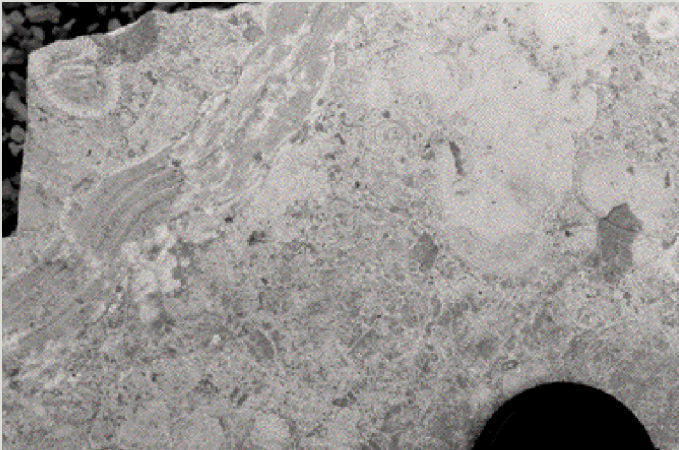
Calcarei di scogliera. Si notano stromatoporidi, tetracoralli, tabulati, bivalvi e gasteropodi.

**Reef limestone with remains of stromatoporoids, tetracorals, tabulates, bivalves and gastropods.**

**17**



**18**



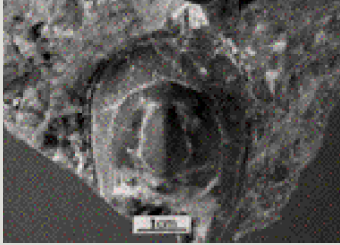
19



19

Cephalon di *Calymene* sp.; Passo Voliaia, Devoniano.  
Cephalon of *Calymene* sp.; Voliaia Pass, Devonian.

20



20

Cephalon di *Harpes* sp.; Passo Voliaia, Devoniano.  
Cephalon of *Harpes* sp.; Voliaia Pass, Devonian.

21



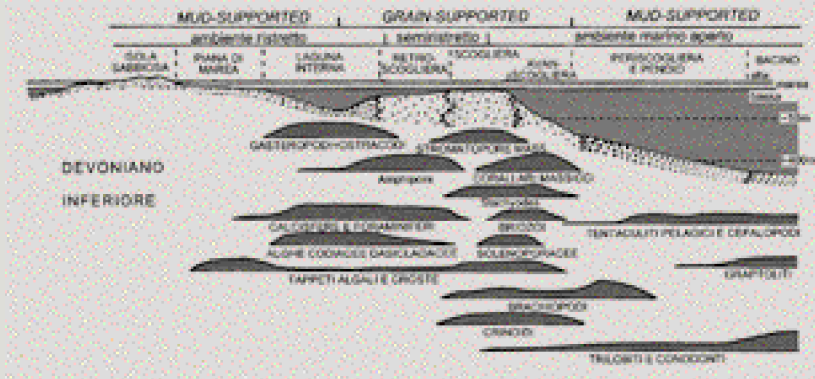
21

Euphalidae; Passo Voliaia, Devoniano.  
Euomphalidae; Voliaia Pass, Devonian.

22

Distribuzione degli organismi nelle scogliere devoniane carniche (da Vai *et al.*, 2002).  
Distribution of main fossil groups in the Devonian reef limestone of the Carnic Alps (from Vai *et al.*, 2002).

22



“calcarei a *Stringocephalus*”, contenenti anche tetracoralli e tabulati, di età givetiana e “calcarei a *Phillipsastrea*”, caratterizzati da prevalenti tetracoralli, di età givetiano-frasniana.

Lo svilupparsi delle scogliere ha generato la formazione di vari ambienti sedimentari, oltre a quello di scogliera propriamente detto: verso il mare aperto sono rappresentate tutte le facies tipiche di aree di avanscogliera e scarpata, prevalentemente calciruditi e calcareniti, il cui contenuto fossile riflette la provenienza dalle vicine scogliere attive; alle spalle dei corpi biocostruiti si riconoscono le facies di piana di marea, laguna e retroscogliera. Tutti questi ambienti sono caratterizzati da faune diverse e caratteristiche (22).

In the Carnic Alps the more extended Devonian reefs of Europe are preserved. They are located mainly in the Mt. Coglians, Mt. Zermula, Mt. Cavallo and Mt. Osternig areas, but small outcrops are scattered all along the whole chain (17). The reefal facies constitute the majority of carbonatic rocks deposited in the Carnic domain during the Middle Devonian. The maximum thickness of these facies is reached in the Mt. Coglians area where is about 1200 m.

The first carbonatic build ups developed since the Lower Devonian, when the Carnic basin started to be affected by more or less intensive extensional tectonics. The main diffusion of bioherms and reefs developed during the Middle Devonian and the reefal facies persisted to be the main carbonatic deposit up to the first part of the Upper Devonian (Frasnian). During the Frasnian the Carnic basin underwent an increase in the extensional tectonic pulses and the reefal facies collapsed and drowned (Vai, in Braga *et al.*, 1971; Vai, 1976, 1991, Vai *et al.* (coord., 2002); Schönlaub, 1979, 1985; Schönlaub & Heinisch, 1994; Spalletta *et al.*, 1982; Vai & Spalletta, 1982; Venturini *et al.*, in press). The local tectonics lead to the extinction of the Carnic Devonian reefs, mirroring, and maybe emphasising at local scale, a global phenomena that

produced during the same period of time one of the five biggest extinctions of the history of the Earth: the Frasnian-Famennian event. This event, which origin is still debated, caused the extinction of about 3/4 of all the living species (Streef *et al.* 2000).

In the Carnic Alps the reefal facies are characterized by the presence of stromatoporoids, tabulates, tetracorals, brachiopods, crinoids, pelecipods, gastropods, ostracods, trilobites, algae, calcispheres, and foraminifers (18, 19, 20, 21).

Reefs are mainly represented by massive, poorly bedded limestone and reefal facies are characterized by high diversity.

Taking into account minor discrepancies, three main lithofacies can be distinguished in the Middle Devonian reefs: the “*Pentamerus* limestone” of Eifelian age, characterized by the main presence of crinoidal remains, the “*Stringocephalus* limestone” referred to the Givetian, yielding also tetracorals and tabulates, and the “*Phillipsastrea* limestone” of Givetian-Frasnian age, dominated by tetracorals.

In the Devonian of the Carnic Alps all types of facies connected to the reef environment are also present. Fore-reef and slope deposits consist of prevailing carbonatic rudites and calcarenites with abundant reefal bioclastic content. A variety of back-reef, lagoon and tidal-flat facies characterized by their sedimentological features and fossils are also well represented (22).

## **Inquadramento geologico dell'area del Cason di Lanza**

Monica Pondrelli, Carlo Corradini

L'area del Cason di Lanza è caratterizzata dalla presenza di una faglia sub-verticale ad andamento approssimativamente N120°E che separa i calcari di scogliera ed avanscogliera del Devoniano Medio, che si trovano a Sud della faglia, dalle unità del Permo-Carbonifero pontebbano, che affiorano a Nord della faglia.

Questa faglia si estende per diversi chilometri ed ha carattere regionale (Venturini, 1990). Si tratta infatti di una di quelle strutture originate durante la fase transtensiva permo-carbonifera che hanno contribuito ad instaurare un bacino subsidente nel quale si sono depositati i sedimenti della successione del Permo-Carbonifero pontebbano (Venturini, 1990).

La stessa struttura ha subito in seguito una riattivazione durante le fasi più recenti dell'orogenesi alpina. La riattivazione di questa faglia come trascorrente destra durante le fasi del Tortoniano-Serravaliano e del Plio-Pleistocene ha avuto come conseguenza la frammentazione dell'area caratterizzata da depositi di scogliera ed ambienti correlati che attualmente affiora sul Monte Zermula e sul Monte Cavallo (Venturini, 1990). A Sud del Passo del Cason di Lanza, e quindi della faglia, la fascia del Monte Zermula, Monte Pizzul, Zuc della Guardia e Zuc di Malaseit è caratterizzata da una successione stratigraficamente rovescia a causa di una macropiega riconducibile al primo stadio deformativo ercinico (Venturini, 1990). Immediatamente a Sud della faglia, affiorano i calcari del Devoniano Medio in facies di scogliera ed ambienti correlati. In corrispondenza dello Zuc di Malaseit, dello Zuc della Guardia e del Monte Zermula un sovrascorrimento riconducibile al secondo stadio deformativo ercinico porta questi calcari a sovrascorrere su una successione di età ordoviciana superiore-carbonifero inferiore (23). Questo sovrascorrimento mette a contatto due

associazioni di facies parzialmente coeve, ma di ambiente deposizionale estremamente differente, di mare molto basso al tetto e prevalentemente di mare aperto al letto della struttura. Questa successione, che affiora estesamente ed in continuità al Monte Pizzul, si è infatti depositata in gran parte sotto il livello delle onde. Questo significa che il raccorciamento causato dal sovrascorrimento è stato molto forte, certamente almeno di alcuni chilometri. A Nord del Passo del Cason di Lanza, invece, affiorano i depositi del Carbonifero superiore della Formazione di Meledis, caratterizzata da conglomerati quarzosi alternati ad areniti e peliti scure ricche in piante. Sopra questa unità poggiano in discontinuità le Arenarie della Val Gardena, depositi rossastri di ambiente prevalentemente alluvionale formati durante il Permiano superiore, che segnano l'instaurazione del ciclo stratigrafico strutturale alpino (24).

### **Geological setting of the Cason di Lanza area**

Monica Pondrelli, Carlo Corradini

The Cason di Lanza area is characterized by the presence of a roughly N120°E trending sub-vertical fault which divide the Middle Devonian reef and forereef limestones located to the south of the fault from the Pontebba Permo-Carboniferous units, located to the north of the fault. This fault is a regional structure, ranging several kilometers (Venturini, 1990), which originated during the trans-tensional Permo-Carboniferous phase contributing to form subsiding basins in which the sedimentary units of the Pontebba Permo-Carboniferous succession were deposited (Venturini, 1990).

This structure has then been reactivated as a dextral strike-slip fault during the youngest phases of the Alpine orogeny. The strike-slip activity during the Tortonian-Serravalian and

**23**

Il sovrascorrimento del M. Zermula visto dallo Zuc di Malaseit. In primo piano lo Zuc della Guardia.  
The Mt. Zermula thrust seen from the Zuc di Malaseit. In front the Zuc della Guardia.

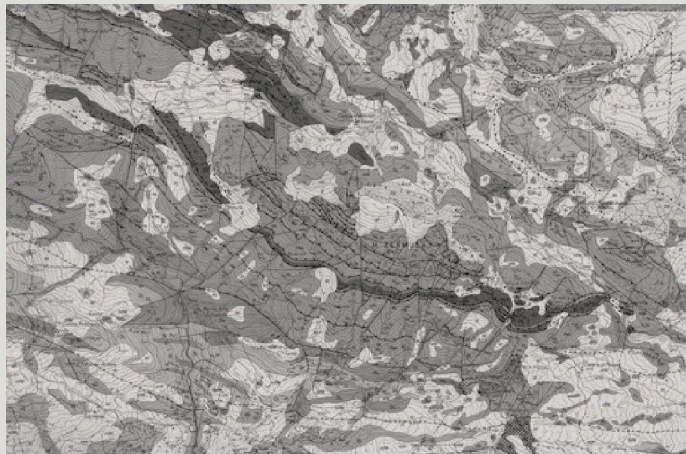
**24**

Carta geologica dell'area del Passo del Cason di Lanza (da Venturini *et al.*, 2002).  
Geological map of the Cason di Lanza pass area (after Venturini *et al.*, 2002).

**23**



**24**



the Pliocene-Pleistocene phases disrupted the reefal and related depositional environments which now crop out along the Mt. Zermula and Mt. Cavallo areas (Venturini, 1990). To the south of the Cason di Lanza and of the fault, the Mt. Zermula, Mt. Pizzul, Zuc della Guardia and Zuc di Malaseit area is characterized by an overturned succession due to a kilometric fold formed during the first Hercynian deformative stage (Venturini, 1990). Close to the fault, the Middle Devonian reefal and related depositional environments facies crop out. Along the Zuc di Malaseit, Zuc della Guardia and Mt. Zermula a top to the south thrust, formed during the second Hercynian deformative stage, caused the reefal limestones to thrust on top of an Upper Ordovician-Lower Carboniferous succession (23). The facies associations that are in contact along the thrust are partially coeval but represent very different depositional environments, deposited in very shallow water in the hanging-wall and in open sea in the footwall. This succession, which crops out conformably in the Mt. Pizzul, reflects mainly deposition well below the wave level. This means that the shortening along the thrust has been quite strong, at least some kilometers. To the north of the Cason di Lanza pass, the deposits of the Upper Carboniferous Meledis Fm crop out, with poorly sorted quartz conglomerate intercalated to arenites and dark pelites rich in plants. The Val Gardena Sandstones, reddish deposits mainly formed in an alluvial depositional environment during the Upper Permian, stay disconformably on top of this unit, marking the beginning of the Alpine stratigraphic-structural cycle (24).



stop 3

**La facies  
di retroscogliera:  
i calcari ad *Amphipora***

**The back-reef facies:  
*Amphipora* limestones**

Carlo Corradini,  
Luca Simonetto,

Le rocce che affiorano sul versante meridionale del Passo del Cason di Lanza, ai piedi delle bastionate di calcare di scogliera del Monte Zermula e del Monte Zuc della Guardia, si sono depositate nel tranquillo ambiente lagunare di retroscogliera. Il luogo migliore per osservarle è attorno alla vecchia caserma della Guardia di Finanza al Passo del Cason di Lanza.

Queste rocce sono note come “calcari ad *Amphipora*” e si sono depositate durante il Givetiano (Devoniano Medio). Si possono considerare rocce calcaree biocostruite, costituite da praterie di *Amphipora ramosa* intrappolanti fango carbonatico. Di tanto in tanto intercalati alle *Amphipora*, si osservano livelli carbonatici più scuri, caratterizzati dalla presenza di grossi brachiopodi della specie *Stringocephalus burtinii*. Questi livelli confermano l’età givetiana di questo affioramento (25).

In altre aree della Catena Carnica i calcari ad *Amphipora* si sono depositati in un intervallo di tempo maggiore (Eifeliano-Frasniano, Devoniano Medio-Sup.) e la loro potenza varia tra 200 e 400 metri.

Il genere *Amphipora* (26) è comparso nell’Emsiano ed è vissuto fino all’inizio del Famenniano, anche se ha avuto la massima diffusione del Devoniano Medio; è un genere cosmopolita. Si tratta di piccole spugne calcaree, di norma larghe qualche millimetro e lunghe fino a 5 cm, anche se esemplari più grandi non sono rari. Gli elementi scheletrici sono formati da calcite; essi sono disposti irregolarmente in modo da formare una struttura dura in cui elementi concentrici e radiali sono difficili da distinguere. I canali tra gli elementi scheletrici raggiungono la superficie esterna, dove formano aperture di forma irregolare; tale aperture a volte sono coperte da una membrana rigida, che può ricoprire completamente l’animale, o essere presente solo in alcune zone. Un canale assiale, a volte attraversato da dissepimenti, può essere presente. Alcuni esemplari sono ramificati, altri mantengono una forma cilindrica.

Non sono state trovate strutture radicali, per cui non è chiaro come l’animale si attaccasse al substrato molle, anche se la loro morfologia dimostra che vivevano in posizione verticale. Si suppone che rinforzasse la base grazie a un processo di biocementazione del substrato carbonatico adiacente.

Da un punto di vista tassonomico, gli Amphiporoidi

25

Particolare dei calcari ad Amphipore del Passo del Cason di Lanza.

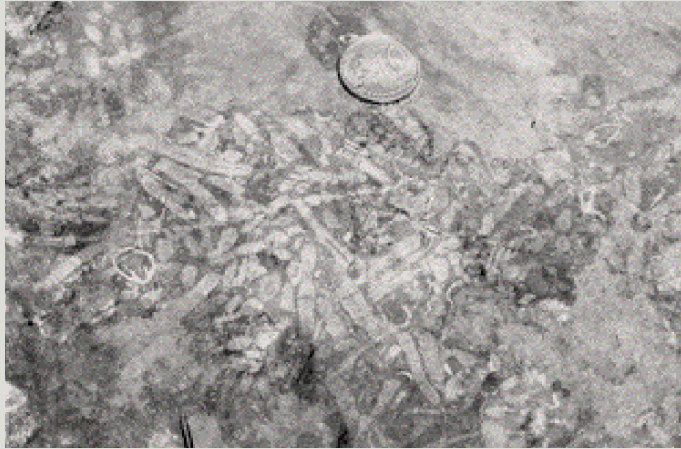
Amphipora limestones at the Cason di Lanza pass.

26

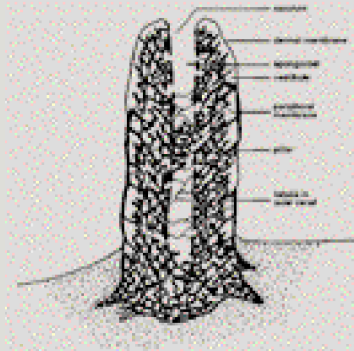
Ricostruzione di *Amphipora ramosa* come una piccola spugna cementata nel substrato. La ricostruzione dell'apparato radicale è puramente speculativa (da Stearn, 1997).

Reconstruction of *Amphipora ramosa* as a small sponge rooted in the substrate. The reconstruction of the base is speculative (from Stearn, 1997).

25



26



(Siluriano-Permiano) sono sempre stati considerati una famiglia all'interno della classe Stomatoporoidea, ma le loro relazioni filogenetiche con gli altri rappresentanti del gruppo non sono ancora chiare.

Taxonomically, Amphiporoids (Silurian-Permian) are considered a family of the class Stomatoporoidea, but their phylogenetic relationships with others representatives of the group are still unclear.

On the southern side of the Cason di Lanza pass, right below the reefal cliffs of Mt. Zermula and Mt. Zuc della Guardia, sediments from the calm lagoonal back-reef environment crop out. They are better exposed around the old military house at the Cason di Lanza pass. These rocks of Givetian (Middle Devonian) age are known as "*Amphipora* limestones" and are constituted of "prairies" of *Amphipora ramosa*, trapping carbonatic mud. Within the unit darker levels with the brachiopod *Stringocephalus burtinii* are present here and there (25). This taxon confirms the Givetian age of the outcrop. In other areas of the Carnic Chain this unit spans a wider time interval (Eifelian-Frasnian, Middle-Upper Devonian) and its thickness is 200-400 meters. The genus *Amphipora* (26) is known from Emsian to early Famennian, with the most widespread distribution in Middle Devonian time. The amphiporoid animal was a small, cylindrical, branching, calcified sponge. The stems are rods of a few millimetres in diameter and are composed of skeletal elements of fibrous calcite defining an irregular network of hard tissue in which concentric elements are obscure, and radial elements are hard to distinguish. The labyrinthine canals between the elements open on the periphery in apertures of irregular shape or are covered there by a thin hard tissue membrane. The peripheral membrane may be present on only some of the stems or only on some parts of individual stems. A prominent axial canal crossed by dissepiments may or may not be present. Some specimens branched, other remained single.

*Amphipora* lived in shallow, calm waters. The stem was anchored inefficiently by irregular outgrowths at the base or cemented into the substrate; the latter hypothesis seems to be more probable.

stop 4

**Permo-Carbonifero  
Pontebbano: la sezione  
del Rio del Museo**

**Pontebba Permo-  
Carboniferous: the Museo  
Creek section**

Luca Simonetto,  
Fabio Marco Dalla Vecchia

Nel Carbonifero Superiore (Moscoviano superiore), con l'emersione della Catena Paleocarnica in seguito all'Orogenesi Ercinica e il suo rapido smantellamento, inizia nell'area carnica un importante ciclo sedimentario la cui sequenza è nota come Permo-Carbonifero Pontebbano (Selli, 1963) o con il termine, più recente, di Supergruppo di Pontebba (Vai *et al.*, 1980, Venturini, 2002). È una sequenza sedimentaria permo-carbonifera tra le più importanti dell'intero bacino del Mediterraneo. La ricchezza di resti fossili sia animali sia vegetali consente buone correlazioni con le successioni coeve continentali, epicontinentali e oceaniche dell'Eurasia e dell'Africa. Nel Friuli settentrionale affiorano tre distinti nuclei permo-carboniferi: i bacini di Forni Avoltri, di Pramollo e di Tarvisio. Quello di Pramollo è senza dubbio il più interessante dei tre per l'ampiezza dell'area di affioramento e per la completezza della serie; sono infatti ben documentate sia la discordanza basale con le rocce pre-erciniche, sia la leggera discordanza con i successivi depositi del Permiano Superiore (Venturini, 1990, 2002). La serie del Permo-Carbonifero Pontebbano si apre con la Formazione del Bombaso, un'unità terrigena discontinua prodotta dallo smantellamento delle unità erciniche in prevalenza non metamorfiche della Catena Paleocarnica. Alla Formazione del Bombaso segue il Gruppo di Pramollo (già Gruppo dell'Auernig *sensu* Selli, 1963), composto da cinque formazioni: Formazione di Meledis, Formazione del Pizzul, Formazione del Corona, Formazione dell'Auernig e Formazione del Canizza. La base del Gruppo è posta grossomodo al limite Moscoviano-Kasimoviano (Carbonifero Superiore) anche se in alcune località (per esempio Casera Auernig) può essere più recente. Il Gruppo di Pramollo è caratterizzato dall'alternanza di bancate prevalentemente conglomeratiche quarzose di origine fluvio-deltizia e livelli calcarei marini. Ai conglomerati e calcari s'intercalano peliti e arenarie micacee fini che possono raggiungere anche spessori consistenti. Le alternanze continentale-marino che si ripetono in questo gruppo sono riconducibili alle frequenti oscillazioni eustatiche, dovute al glacialismo permo-carbonifero, combinate con un'intensa attività tettonica sinsedimentaria locale.

Il successivo Gruppo di Rattendorf (Carbonifero sommitale-Permiano Inferiore) è composto da tre formazioni: la Formazione inferiore a *Pseudoschwagerina* e la Formazione

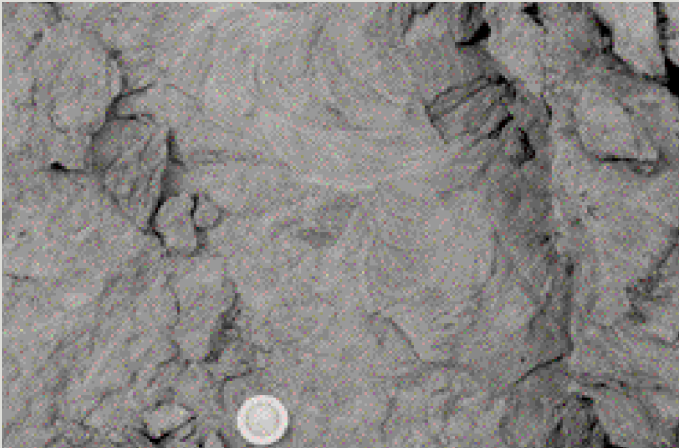
**27**  
Affioramento di Rio del Museo.  
Outcrop along the Museo Creek.

**28**  
*Zoophycos* sp.; Cason di Lanza. Carbonifero Superiore.  
*Zoophycos* sp., Cason di Lanza, Upper  
Carboniferous.

27



28



superiore a *Pseudoschwagerina*, essenzialmente calcaree e ricche di resti di organismi marini, separate dalla Formazione di Val Dolce in cui è presente un'elevata componente terrigena.

Il Permo-Carbonifero Pontebbano si chiude con il Gruppo del Trokofel composto in prevalenza da facies di scogliera.

### Rio del Museo

Presso il Passo del Cason di Lanza (Paularo), lungo il Rio del Museo (così denominato da Venturini, 1990) affiora uno spezzone della Formazione di Meledis che conserva una ricca e abbondante flora fossile (27). La serie del rio è troncata alla base, presso la confluenza con il Rio di Lanza, dalla Linea del Cason di Lanza, un'importante faglia regionale, mentre al tetto è interrotta da un contatto tettonico con l'Arenaria di Val Gardena del Permiano Superiore. Lungo la sezione del Rio del Museo si possono osservare i principali litotipi terrigeni che costituiscono la Formazione di Meledis: peliti, arenarie e conglomerati quarzosi. In alcuni livelli arenitici sono presenti abbondanti tracce di *Zoophycos* (28). La flora fossile si trova poche decine di metri a monte rispetto alla strada, in un intervallo pelitico sovrastante una spessa bancata di conglomerato quarzoso (depositi di canale). Sono stati rinvenuti numerosi resti di "felci" dei generi *Alethopteris*, *Callipteridium*, *Linopteris* e *Pecopteris* assieme alle equisetali *Annularia*, *Sphenophyllum* e *Calamites* (29). In un altro giacimento non molto lontano dal Rio del Museo, presso Casera Cordin, insieme alle piante è stato recentemente scoperto un probabile frammento di ala di un insetto. Più a Nord, presso il Pian di Lanza si trovano alcuni affioramenti di peliti appartenenti alla Formazione di Val Dolce (Permiano Inferiore) che conservano abbondanti resti di invertebrati tra i quali predominano i brachiopodi con i generi *Linoproductus* e *Martinia*, oltre a vari spiriferidi. Si rinvengono inoltre ammonoidi attribuiti al genere *Imitoceras*, ortoceridi, bivalvi, gasteropodi, coralli solitari, briozoi e rari resti di trilobiti della famiglia *Phillipsiidae*. Sempre in quest'area, presso la Sella di Val Dolce, nella Formazione inferiore a *Pseudoschwagerina* è stato rinvenuto un dente di condritto petalodontiforme (*Petalorhynchus*; Dalla Vecchia, 2000). Un altro dente di petalodontiforme, appartenente alla specie *Petalodus ohioensis*, è stato trovato nel Permo-Carbonifero

di Val Dolce (Dalla Vecchia, 2000) (30). In Val Dolce è stata scoperta, all'interno della Formazione del Corona (Carbonifero Superiore), anche un'orma fossile riferita con dubbio all'icnogenere *Limnopus* e impressa, se l'identificazione fosse corretta, da un anfibio temnospondilo (Mietto *et al.*, 1986).

In the Carnic area, an important sedimentary cycle started in Late Carboniferous times (Upper Moscovian) as a result of the Hercynian Orogenesis, the rise of the Paleocarnic Chain and its rapid erosion. The resulting lithostratigraphic sequence is known as the Pontebba Permo-Carboniferous (Selli, 1963), or with the most recent name of "Supergruppo di Pontebba" (Vai *et al.*, 1980, Venturini, 2002). It is one of the most important Permo-Carboniferous sedimentary sequences of the whole Mediterranean basin. Its richness in animal and plant fossils allows comparisons with the coeval continental, epicontinental and oceanic successions of Eurasia and Africa. Three different Permo-Carboniferous nuclei crop out along the northern Friuli: Forni Avoltri, Pramollo and Tarvisio basins. Among the three, the Pramollo basin is undoubtedly the most interesting for the extent of the outcrops and the completeness of the series. In fact, both basal discordance with pre-Hercynian rocks and the slight discordance with the successive deposits of the Upper Permian are well documented. (Venturini, 1990, 2002). The Pontebba Permo-Carboniferous sequence starts with the Bombaso Formation, a discontinuous terrigenous unit produced by the dismantling of Hercynian non-metamorphic units of the Paleocarnic Chain. The Bombaso Formation is followed by the Pramollo Group (formerly Gruppo dell'Auernig *sensu* Selli, 1963), consisting of five formations: Meledis Formation, Pizzul Formation, Corona Formation, Auernig Formation and Carnizza Formation. The base of the Group occurs roughly at the Moscovian-Kasimovian boundary (Upper Carboniferous), although in some places (for example, Casera Auernig) it can be more recent. The



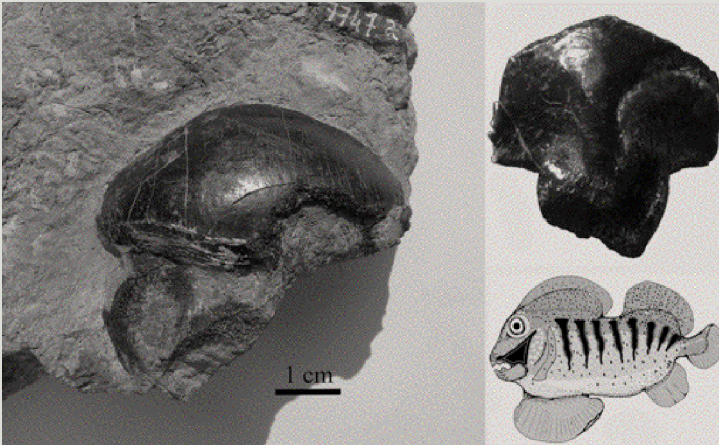
**29**  
*Alethopteris* sp.; Rio del Museo. Carbonifero Superiore.  
*Alethopteris* sp., Museo Creek, Upper Carboniferous.

**30**  
Denti di petalodontiformi. A sinistra: *Petalodus ohioensis* dalla Val Dolce; in alto a destra: *Petalorhynchus*, Sella di Val Dolce; in basso a destra: ricostruzione di un petalodontiforme (Belantsea).  
Petalodontiform teeth. Left: *Petalodus ohioensis* from Val Dolce; Upper right: *Petalorhynchus*, Sella di Val Dolce; Lower right: Reconstruction of a petalodontiform (Belantsea).

29



30



Pramollo Group is characterized by the alternation of thick beds mainly made up of quartz conglomerate of fluvio-deltaic origin and marine limestone. Together with conglomerate and limestone also pelite and fine micaceous sandstone occur, often in thick bodies. Continental-marine alternations observed in this Group are due to the frequent eustatic oscillations caused by Permo-Carboniferous glacialism, combined with an intense, local, sinesedimentary tectonic activity. The following Rattendorf Group (Uppermost Carboniferous – Lower Permian) consists of three formations: the Lower *Pseudoschwagerina* Formation and the Upper *Pseudoschwagerina* Formation, mostly consisting of limestone and rich in marine organisms, separated by the Val Dolce Formation where the terrigenous component is abundant. The Pontebba Permo-Carboniferous ends with the Trogkofel Group consisting of predominant reef facies.

### **Museo Creek section**

A section of the Meledis Formation crops out near the Cason di Lanza Pass (Paularo), along the Museo Creek (Rio del Museo, so named by Venturini, 1990) (27). It preserves a rich and abundant fossil flora. The section is cut at its base near the confluence with Lanza Creek, by the Cason di Lanza Line, an important regional fault. It is interrupted at its top by a tectonic contact with the red sandstones of the Val Gardena Formation (Upper Permian). Along the section of the Museo Creek, the main terrigenous lithotypes making up the Meledis Formation can be observed: pelites, sandstones and quartz conglomerates. Abundant traces of *Zoophycos* occur in some sandstone levels. (28). The fossil flora outcrop is located a few tens of meters uphill from the road and is preserved in a pelite interval just overlying a thick, quartz conglomerate bed (channel deposits). Many fern-like plants have been found, belonging to the genera *Alethopteris*, *Callipteridium*, *Linopteris* and *Pecopteris*, together with the equisetaleans *Annularia*, *Sphenophyllum* and *Calamites* (29). A probable fragment of an insect's wing has recently been found together with the plants in another section near Casera Cordin, not far away from

the Museo Creek section. Pelite outcrops of the Val Dolce Formation (Lower Permian), containing abundant invertebrate remains, occur further north, near the Pian di Lanza locality. Brachiopods are the most frequent fossils, with the genera *Linoproductus* and *Martinia*, besides various spiriferaceans. The invertebrate fauna includes ammonoids belonging to the genus *Imitoceras*, orthoceridans, bivalves, gastropods, solitary corals, bryozoans and rare remains of trilobites belonging to the family *Phillipsiidae*. Also a tooth of Petalodontiform chondrichthyan (*Petalorhynchus*; Dalla Vecchia, 2000) was found near the Sella di Val Dolce in the Lower *Pseudoschwagerina* Formation (uppermost Carboniferous-Earliest Permian). Another petalodontiform tooth, belonging to *Petalodus ohioensis*, was recovered in the Permo-Carboniferous of Val Dolce (Dalla Vecchia, 2000) (30). A footprint, possibly belonging to the ichnogenus *Limnopus*, was collected in the Corona Formation (Upper Carboniferous) of Val Dolce (Mietto *et al.*, 1986). If the systematic attribution is correct, it was left by a temnospondyl amphibian.

stop 5

## La Formazione di Uqua nella Sezione Valbertad

### The Uqua Fm in the Valbertad Section

Gabriella Bagnoli,  
Carlo Corradini,  
Annalisa Ferretti,  
Enrico Serpagli.

La Formazione di Uqua contiene le più antiche rocce affioranti nelle Alpi Carniche. Essa si è depositata nell'Ordoviciano Superiore ed è suddivisa in due membri: uno clastico ("Scisti di Uqua"), più antico, datato al Caradoc-Ashgill, seguito da uno carbonatico ("Calcarei di Uqua"), di età asghilliana.

Gli Scisti di Uqua sono costituiti da peliti, siltiti, arenarie e più rari conglomerati, depositatisi in un mare freddo e in generale poco profondo, con continui apporti terrigeni da una vicina terra emersa localizzata più a ovest (Spalletta *et al.*, 1982). La loro potenza può raggiungere i 100 metri. Il contenuto fossilifero è molto ricco e in generale i resti fossili sono concentrati in livelli ben definiti. Brachiopodi, trilobiti e briozoi sono abbondanti, mentre più rari sono cistoidi, crinoidi e gasteropodi; tracce fossili e bioturbazioni sono talora presenti. Le faune conchigliari di acqua bassa degli scisti di Uqua sono tipiche di acque fredde, con un progressivo incremento di affinità con faune più calde della Provincia Anglo-Baltica (Vai, 1971).

I calcarei di Uqua sono costituiti da calcarei micritici nodulari, la cui potenza non supera i 5-6 metri.

Nella Sezione Valbertad sono presenti entrambi i membri della Formazione di Uqua (**31**). Nel membro scistoso (36 m) la componente arenacea è inferiore rispetto a quanto riscontrato nella località tipica, a testimonianza che questa sezione rappresenta una facies più distale. Si trovano resti fossili conchigliari di età compresa tra il Caradoc e l'Ashgill basale. Valve disarticolate di brachiopodi (soprattutto grandi *Porambonites*) sono concentrate, insieme a briozoi, in vari livelli lentiformi presenti lungo tutta la sezione; rari trilobiti sono stati trovati nella parte inferiore della sezione (**32**), mentre alcuni cistoidi provengono da quella centrale (**33**). Questa sezione è importante anche perchè ha fornito i soli edrioasteriodi ordoviciani italiani delle Alpi Carniche (Bagnoli *et al.*, 1998). In alcuni livelli si osservano tracce fossili e bioturbazione.

A circa 25 m dalla base della sezione compaiono piccole lenti micritiche centrimetriche, concentrate in livelli intercalati alle arenarie. Negli ultimi 2 metri della sezione affiorano i calcarei micritici nodulari del membro calcareo della Formazione di Uqua. Qui è stata trovata una ricca fauna a conodonti che ha permesso di datare in modo definitivo l'unità all'Ordoviciano Superiore (Biozona a A.

*ordovicicus*; Bagnoli *et al.*, 1998); una fauna simile era stata descritta da Serpagli (1967) in livelli analoghi nelle vicine aree di Monte Zermula e Val Uqua. Complessivamente sono state riconosciute diciotto specie, appartenenti a diciassette generi. L'associazione faunistica conferma la particolarità della fauna a conodonti ordoviciana delle Alpi Carniche tra quelle dell'Europa meridionale, avendo una diversità moderata con taxa caratteristici e, allo stesso tempo, essendo priva dei caratteristici rappresentanti della Provincia Mediterranea delle alte latitudini. Nei residui a conodonti è stata trovata anche una ricca microfauna ben conservata con brachiopodi, scleriti fosfatiche del paleoscolecide problematico *Milaculum*, ostracodi e spicole di spugna.

The oldest rocks exposed in the Carnic Alps are represented by the Late Ordovician Uqua (=Uggwa) Fm. Two members have been recognized within the unit: a clastic member (informally known as "Uqua Shales"), Caradoc-Ashgill in age, and a calcareous one ("Uqua Limestones"), asghillian in age.

Shales, siltstones, sandstones and rarer conglomerates constitute the clastic member of the Uqua Fm, generally attributed to a cold shallow sea subjected to a clastic input from a nearby emerged area located westwards (Spalletta *et al.*, 1982). The maximum thickness of the member is 100 m. Fossil content is generally high and usually distributed in distinct layers. Brachiopods, trilobites and bryozoans are abundant; cystoids, crinoids and gastropods are rare. Fossil traces and bioturbation may be locally present. The shallow water shelly-fauna present in the lower member of the Uqua Fm shows cold water affinity and increasing mixing with warmer water of the Anglo-Baltic Province (Vai, 1971).

The calcareous member of the Uqua Fm is represented by micritic nodular limestones, having a maximum thickness of 5-6 m.

The Valbertad Section exposes both the clastic (36 m) and calcareous (2 m) members of the Uqua Formation

(31). The former is more shaley and less sandy than in the type Uqua locality. It contains a diverse shelly fauna of Caradoc-earliest Ashgill age. Disarticulated brachiopod valves (especially large *Porambonites*) and bryozoans are concentrated in lensiform layers through the all section. Trilobites are rarely present only in the lower part (32); cystoids are more abundant in the middle part of the section (33). In addition, the Valbertad Section has provided the first evidence of Edrioasteroidea in the Ordovician of the Carnic Alps (Bagnoli *et al.*, 1998). Figured bioturbations and fossil traces are also present.

At about 25 m from the base of the investigated part of the section, centimetric nodular micrite lenses appear in concentrated intervals alternating with sandstones. The uppermost 2 m of the section are represented by the nodular micritic calcareous member of the Uqua Fm. The recent description of a rich conodont fauna of Late Ordovician age (*A. ordovicicus* Zone; Bagnoli *et al.*, 1998) has finally permitted the precise age location of the calcareous member, after the pioneering paper of Serpagli (1967) from a nearby area of Mt. Zermula and Val Uqua. The conodont fauna, composed of tiny elements, includes eighteen conodont apparatuses, belonging to seventeen genera. The faunal association confirms the special character of the Carnic Alps conodont assemblage inside Southern Europe, being a moderate diverse fauna with typical taxa and lacking, on the contrary, distinctive representatives of the high-latitude Mediterranean Province. Well-preserved brachiopods, phosphatic sclerites of the problematic palaeoscolecid *Milaculum*, ostracodes and sponge spiculae were also recovered from the conodont fraction.

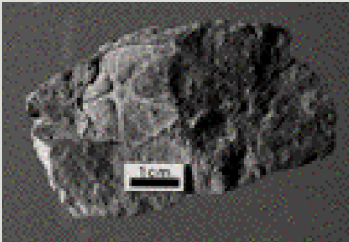
31



32



33



**31**  
Sezione Valbertad.  
General view of the Valbertad Section.

**32**  
*Dalmanitina* sp.; Sezione Valbertad, Ordoviciano Superiore (Caradoc).  
*Dalmanitina* sp.; Valbertad Section, Upper Ordovician (Caradoc).

**33**  
Placca di Cistoide; Sezione Valbertad, Ordoviciano Superiore (Caradoc).  
Cystoid plate; Valbertad Section, Upper Ordovician (Caradoc).

stop 6

**Il Siluriano e Devoniano  
Inferiore carnico: la  
Sezione "Rio Malinfier"**

**The Silurian and lower  
Devonian of the Carnic  
Alps: the "Rio Malinfier"  
Section**

Carlo Corradini,  
Luca Simonetto

I terreni del Siluriano e della parte più bassa del Devoniano Inferiore affiorano in modo discontinuo nelle Alpi Carniche. Di norma, gli affioramenti non sono molto estesi, soprattutto sul versante italiano, con le sole eccezioni delle aree di Monte Cocco e de La Valute.

In generale si tratta di depositi di potenza limitata (in tutto circa 100 m), con una notevole variabilità laterale. Si tratta di sedimenti piuttosto vari che vanno da calcari bioclastici poco profondi con cefalopodi, a intercalazioni di scisti e calcari, fino agli scisti a graptoliti e alle radiolariti di ambiente bacinale. Ne consegue che spesso viene utilizzata una suddivisione in facies, che corrispondono a diversi ambienti e profondità di deposizione e differenti condizioni idrauliche (Selli, 1963), invece della più consueta divisione in unità litostratigrafiche formali. Vengono così individuate quattro facies (Wenzel, 1997), che in prima approssimazione si susseguono nel bacino carnico circa da Nord-Ovest a Sud-Est. La facies del Volaia è caratterizzata da sedimenti prossimali, quella del Bischofalm da depositi profondi; le facies di Plocken e del Findenig indicano condizioni intermedie.

I depositi siluriani evidenziano un regime generalmente trasgressivo dal Llandovery al Ludlow, mentre la diffusa sedimentazione carbonatica durante il Pridoli indica che condizioni più stabili si erano instaurate nel Siluriano terminale (Schönlaub, 1997). Gran parte del Llandovery, e talora anche il Wenlock inferiore, non sono presenti a causa di una lacuna tra i sedimenti ordoviciani e quelli siluriani (Histon & Schönlaub, 1999), dovuta alle variazioni eustatiche collegate alla glaciazione tardo-ordoviciano.

In realtà, unità litostratigrafiche formali sono state proposte: i sedimenti carbonatici sono divisi in quattro formazioni, che si susseguono nel tempo: la Fm. di Monte Cocco (Llandovery-Ludlow), la Fm. a *Cardiola* (Ludlow), i Calcari ad *alticola* (Ludlow-Pridoli) e i Calcari a *magaerella* (Pridoli-Lochkoviano). Inoltre, nelle Alpi Carniche occidentali è presente anche la Fm. del Rauchkofel, di età lochkoviana. Tutte queste unità sono costituite quasi esclusivamente da "calcari a *Orthoceras*" (34). Si tratta di *wackestone* e *packstone* con un alto contenuto bioclastico. Il colore varia dal rosso scuro al grigio e al nero nel Siluriano inferiore, mentre nei livelli più recenti il colore è grigio chiaro-nocciola; la Fm. del Rauchkofel è grigio scuro. Il contenuto fossilifero è dominato da cefalopodi nautiloidei; trilobiti e bivalvi sono



frequenti, mentre talora si rinvencono anche crinoidi, gasteropodi, rari brachiopodi e coralli solitari (35, 36); loboliti sono presenti alla base del Devoniano. Tra i microfossili sono abbondanti i conodonti, che consentono una precisa datazione delle rocce; in alcuni livelli si rinvencono ostracodi, spicole, microbrachiopodi, fillocaridi e chitinozoi.

I depositi più profondi sono costituiti da scisti neri, attribuiti alla Fm del Bischofalm, che sostanzialmente senza interruzioni significative si è depositata in tutto il Siluriano, fino al Devoniano Inferiore. La potenza è di 50-100 m, a seconda delle aree. Si tratta di una successione monotona di scisti neri a graptoliti con intercalazioni di radiolariti (37). Le condizioni ambientali erano estremamente euxiniche, tranne un breve intervallo nel Ludlow-Pridoli. I graptoliti sono quasi ovunque estremamente abbondanti, sia negli scisti neri, sia nelle liditi.

Condizioni sedimentarie intermedie tra le facies strettamente carbonatiche e scistose sono caratteristiche della Fm del Nölbling, dove si alternano scisti neri e livelli scuri di calcari ad *Orthoceras* (Schönlaub, 1997). Le principali aree di affioramento sono in una stretta fascia nella parte centrale delle Alpi Carniche: nella zona di Oberbuchach, a Nord di M. Lodin, a La Valute.

La sezione di Rio Malinfier (38) espone una sacca di scisti neri e lenti calcaree della Fm del Nölbling, di spessore di circa 3 m. L'affioramento, tuttora in studio, è inglobato in calcari nodulari del Devoniano Inf. Le lenti calcaree sono state campionate per conodonti e hanno dato una fauna non ben conservata con *Ancyrodelloides*, *Ozarkodina* e *Belodella*, che ha consentito di datarle al Lochkoviano. In alcuni livelli è stata trovata anche una ricca microfauna piritizzata, con brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, cefalopodi e ostracodi.

Silurian and lowermost Devonian deposits are irregularly distributed within the Carnic Alps. In general, the outcrops are quite small, mainly on the Italian side of the Chain, with the only exception of Mt. Cocco and La Valute.

These deposits are characterized by a limited thick-

ness (less than 100 m) and a great lateral variability. They vary from shallow water bioclastic limestone with cephalopods to intercalations of shales and limestones, to graptolitic shales and up to cherts. The result of this situation is that the authors subdivide them in facies, reflecting different depths of deposition and hydraulic conditions (Selli, 1963), instead to use traditional lithostratigraphic units. Four major facies have been proposed by Wenzel (1997): the Wolayer Facies represents an apparently shallow environment, the Bischofalm Facies is characterized by deep, stagnant water graptolite deposits; the Plöcken Facies and the Findenig Facies document intermediate conditions.

Silurian deposits indicate a general transgression from Llandovery to Ludlow, while a widespread carbonatic sedimentation during Pridoli time suggests more stable conditions within the latest Silurian (Schönlaub, 1997). A sedimentary gap between Ordovician and Silurian sediments, related to effect of the Late Ordovician glaciation, is always present, and most of the Llandovery, and in places also lower Wenlock, is missing (Histon & Schönlaub, 1999).

Nevertheless, names indicating formal lithostratigraphic units are in use. Carbonatic sediments are subdivided in four formations, succeeding each other: the Monte Cocco Fm, or Kok Fm of Austrian authors (Llandovery-Ludlow), the *Cardiola* Fm (Ludlow), the *alticola* Limestones (Ludlow-Pridoli) and the *megarella* Limestones (Pridoli-Lochkovian). In the western part of the chain also the Rauchkofel Fm (Lochkovian) has been distinguished. All these units are almost exclusively made up by "Orthoceras limestones" (34), a wackestone-packstone with high bioclastic content; the color varies from dark red to grey and to black in the lower Silurian, and light grey to pale brown in younger levels. The Rauchkofel Fm is again very dark. Nautiloid cephalopods are always very abundant; trilobites and bivalves are frequent, while in some levels also crinoids, gastropods, rare brachiopods and solitary corals are present (35, 36). Lobolites, remnants of the giant pelagic crinoids *Scyphocrinites*, occur at the base of the Devonian. Among microfossils, abundant

conodonts allow a good stratigraphic placing of these sediments; in some levels also ostracods, sponge spiculae, microbrachiopods, phyllocarids and chitinozoans are present.

Deep water sediments are mainly represented by the black shales of the Bischofalm Fm. This unit spans from lower Silurian to Lower Devonian, without any significant sedimentary gap. It is a monotonous succession of black graptolitic shales with interbedded radiolarian cherts (37). Apart from a short interval during Ludlow-Pridoli time, it was deposited in extremely euxinic environmental conditions. Graptolites are almost always very abundant, both in shales and lydites.

An intermediate sedimentary situation between carbonatic and shaly facies is characteristic of the Nölbling Fm, where black shales and dark *Orthoceras* limestones are intercalated (Schönlaub, 1997). This unit crops out almost exclusively in a small area in the central part of the Carnic Alps: Oberbuchach, North of Mt. Lodin, and La Valute.

In the Rio Malinfier section (38) about 3 metres of black shales and calcareous lenses of the Nölbling Fm are exposed; they are included within the Lower Devonian nodular limestone sequence. The section is still in study, however preliminary data from a poorly preserved conodont fauna with *Ancyrodelloides*, *Ozarkodina* and *Belodella* from the calcareous lenses allow to date the outcrop to the Lochkovian. A rich pyritized microfauna with brachiopods, bivalves, gastropods, cephalopods, and ostracodes has been found in a few samples.

#### 34

Calcari a *Orthoceras*; Monte Rauchkofel, Siluriano.  
*Orthoceras* limestones; Mt Rauchkofel, Silurian.

#### 35

Pigidii di *Encrinurus* sp.; Monte Cocco, Siluriano.  
Pygidia of *Encrinurus* sp.; Mt Cocco, Silurian.

#### 36

*Cardiola* sp. e resti di Orthocerida; Stua Ramaz, Siluriano.  
*Cardiola* sp. and Orthocerida remnants; Stua Ramaz, Silurian.

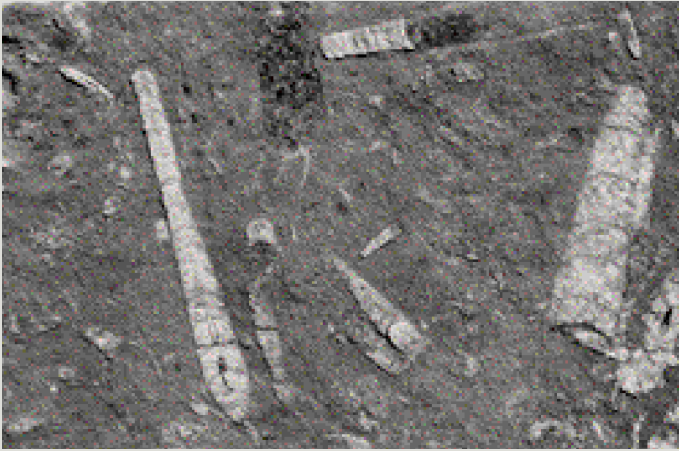
#### 37

Graptoliti; Val Uqua, Siluriano.  
Graptolites; Uqua Valley, Silurian.

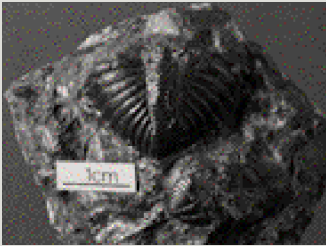
#### 38

Sezione di Rio Malinfier.  
The Rio Malinfier Section.

34



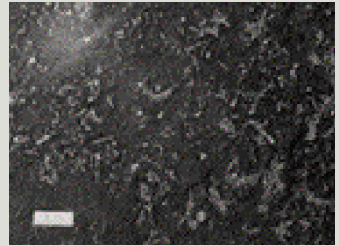
35



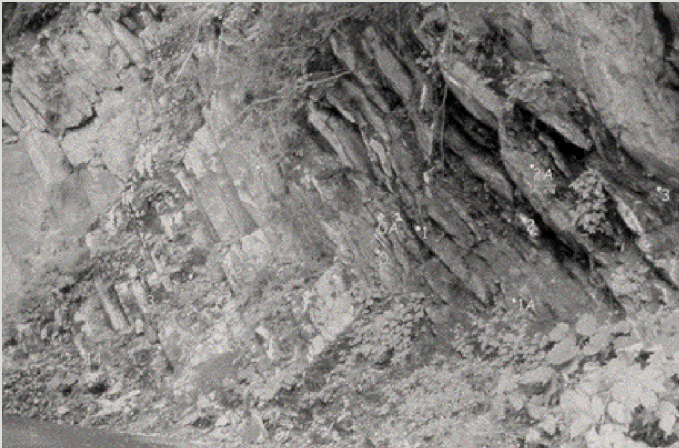
36



37



38



stop 7

**Pieghe erciniche  
lungo il Torrente  
Chiarsò e limite  
Devoniano/Carbonifero**

**Hercynian folds  
along the Chiarsò  
River and the  
Devonian/Carboniferous  
boundary**

Claudia Spalletta,  
Monica Pondrelli

Lungo il corso del Torrente Chiarsò sono presenti una serie di pieghe asimmetriche, ben visibili dal ponte di Stua Ramaz (39). Queste strutture sono state descritte in dettaglio da Venturini (1990), il quale ha analizzato questo stile deformativo lungo tutta la catena carnica in relazione alle altre strutture deformative ricostruendo l'evoluzione dell'orogene carnico attraverso le fasi erciniche ed alpine.

Qui le pieghe si impostano prevalentemente sui calcari (principalmente *wackestone*) rossi del Devoniano Inferiore (calcari a tentaculiti *Auct.*). La geometria è riconducibile a *chevron*, il che suggerisce uno stile deformativo relativamente duttile sviluppatosi probabilmente in condizioni di transizione verso il metamorfismo. La scala di queste strutture varia da centimetrica a decametrica, ed in alcuni casi raggiunge anche il centinaio di metri. L'asse ed il piano assiale delle pieghe corrisponde, in questa zona, a N120°E/50°SE e la vergenza, che può essere dedotta, è generalmente verso sud (SSO).

Secondo Venturini (1990) queste pieghe si sono formate durante lo stadio più antico della deformazione ercinica, in associazione con lo scollamento dell'intera successione dal basamento. In seguito queste strutture sarebbero state dislocate da un successivo stadio deformativo, sempre ercinico, caratterizzato da sovrascorrimenti. Durante l'ultimo stadio della deformazione ercinica, tutte queste strutture sono state poi ripiegate da una serie di antiformi sviluppatesi a scala plurichilometrica.

Lungo la strada, sul versante est della valle, le pieghe coinvolgono calcari micritici grigi di età prevalentemente devoniana superiore che costituiscono il fianco rovescio della piega ultrachilometrica del monte Zermula. L'assetto tettonico è complicato dalla presenza di numerose faglie, sia erciniche che alpine, spesso impostate lungo i piani di stratificazione, che hanno portato a raccorciamenti, elisioni e ripetizioni tettoniche di parti della successione. In questo contesto, quasi al tetto della successione carbonatica, è stata misurata e studiata una sezione stratigrafica che comprende il limite Devoniano/Carbonifero (Perri & Spalletta, 2001), qui rappresentato da un livello di una quindicina di centimetri di argilliti nere interposte ai calcari, che corrispondono ad una unità riconosciuta a scala globale (Hangenberg Shale) (40). Connessa alla deposizione degli Hangenberg Shale si verificò una estinzione globale di gran

**39**  
Pieghe asimmetriche, versante destro del T. Chiasò  
(foto C. Venturini).  
Asymmetric folds, Chiasò River (photo C.  
Venturini).

39



parte degli organismi marini (Hangenberg Event; Walliser, 1984). I conodonti contenuti nei calcari hanno consentito di definire, appena prima dell'intervallo di argilliti nere, la presenza di una delle ultime biozone del Devoniano Superiore, mentre gli strati appena successivi ad esse sono già attribuibili al Carbonifero Inferiore portando ad ipotizzare che le argilliti nere si siano deposte durante l'intervallo di tempo interposto e corrispondano verosimilmente agli Hangenberg Shale. La presenza delle argilliti nere che, a livello mondiale, si sono depositate nelle successioni di mare più profondo, testimoniano che questa area durante il Devoniano Superiore terminale e il Carbonifero Inferiore si trovava in una delle zone più profonde del bacino carnico (Perri & Spalletta, 2001). Recenti studi isotopici (Kaiser, 2005) sembrano dimostrare che la deposizione di argilliti nere nel Devoniano Superiore sommitale e l'episodio di estinzione di massa siano dovuti ad un complesso interagire di varie cause, tra cui hanno giocato un ruolo principale rapidi cambiamenti climatici verificatisi in un breve intervallo di tempo. Durante una sola biozona a conodonti (Middle *praesulcata* Zone), della durata stimata di circa 100.000 anni (Sandberg & Ziegler, 1996), sono documentati almeno un intervallo di clima caldo umido seguito da un forte raffreddamento imputabile a glaciazione (Streel *et al.*, 2000). Le rapide variazioni climatiche avrebbero causato altrettanto repentine variazioni del livello marino ed episodi di anossia lungo i margini continentali a cui sono imputabili perturbazioni del ciclo del carbonio con effetti drastici sulla biosfera (Kaiser, 2005) (41, 42).

Along the Chiarsò River, clearly visible from the Stua Ramaz bridge, a series of asymmetrical folds are present (39). They were described in detail by Venturini (1990). The author analysed the tectonic deformative style of the whole Carnic Chain interpreting its evolution during both the Hercynian and the Alpine orogenesis.

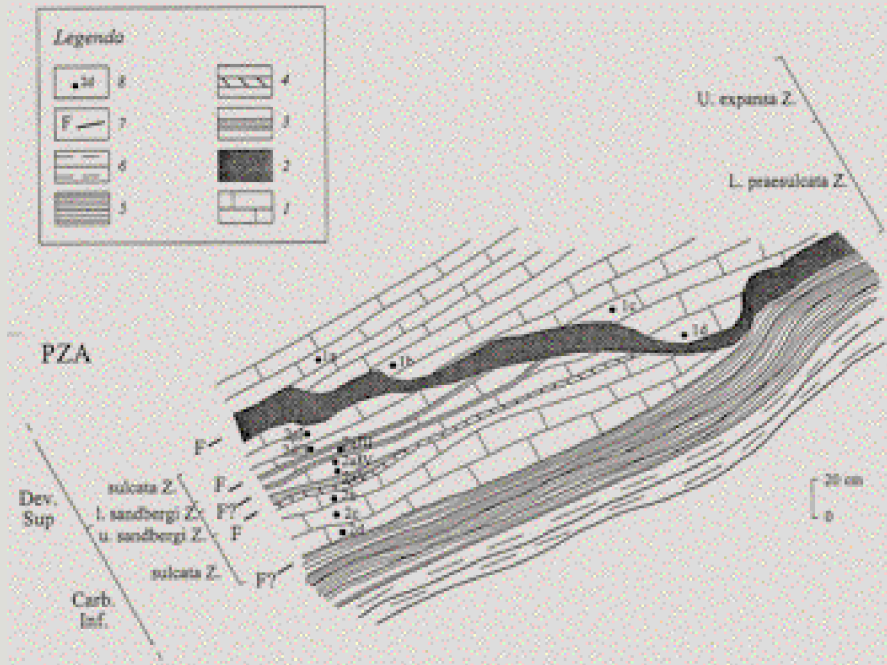
In the Chiarsò area folds involve Early Devonian red limestone (mainly wackestone, Tentaculite lms Auct.), and develop as chevrons, very narrow folds. This

suggests deformation conditions to have been near to metamorphism. The folds scale is highly variable, from cm to dm, reaching some hundreds of meters in some cases. The axis and axial planes correspond to N120°E/50°SE and are verging towards the south (SSW).

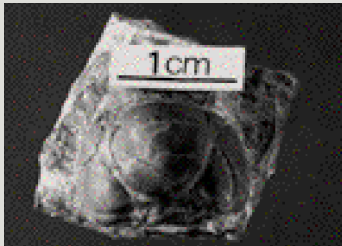
According to Venturini (1990) these folds formed during the older stage of the Hercynian deformation, that in this area developed during only one phase, at the same time when the whole old Palaeozoic sequence was detached from the basement. Later, in a second Hercynian deformative stage, the wide-scale folds were cut by faults into several tectonic slices. During the last stage all pre-existing structures were involved in re-folding resulting in km-wide antiforms. On the eastern side of the Chiarsò Valley the folds involve grey micritic, mainly Late Devonian, limestone. These limestones constitute the overturned flank of the Mt. Zermula kilometric antiform. The tectonic style is complicated by the presence of many Hercynian and Alpine faults, mainly paralleling the bedding planes, producing elisions and/or tectonic duplications of part of the sequence. Here, near the top of the limestone beds, a stratigraphic section including the Devonian/Carboniferous boundary was measured and sampled (Perri & Spalletta, 2001). In this section the boundary beds are represented by a black shales level with a thickness of about 15 cm, likely corresponding to the globally known Hangenberg Shale. At the Devonian/Carboniferous boundary a major, global extinction episode involving most of the marine organisms, connected to the deposition of the Hangenberg Shale, took place (Hangenberg Event; Walliser, 1984) (40). Conodont biostratigraphic analysis lead to attribute the last limestone level, just below the black shales, to one of the last Late Devonian conodont biozone, and the first carbonatic level above the shales to the first Early Carboniferous biozone. The data indicate that the black shale horizon is to be considered as equivalent to the Hangenberg Shale. At global scale these black shales sedimented in the deepest marine environments. Their presence here testifies that the Chiarsò area was located in one of



40



42



41



40

Rappresentazione schematica dell'affioramento della sezione Plan di Zermula A (PZA). 1 - Calcarei micritici a goniatiti e climenie. 2 - Argilliti nere, Hangenberg Shale. 3 - Peliti. 4 - Calcite. 5 - Radiolariti. 6 - Peliti e areniti della Fm del Hochwipfel. 7 - Faglia. 8 - numeri dei campioni. Le biozone sono riportate lateralmente ai livelli assegnati. La scala è approssimata (da Perri & Spalletta, 2001, mod.).

Plan di Zermula A (PZA) section. 1 - goniatitid and clymenid-bearing limestones. 2 - Black shales, Hangenberg Shale. 3 - Pelites. 4 - Calcite. 5 - Radiolarian chert. 6 - Pelites and arenites, Hochwipfel Fm. 7 - Fault. 8 - Sample numbers. Conodont biozones are reported in correspondance with the sampled levels. Scale is approximate (from Perri & Spalletta, 2001, mod.).

41

Ammonoide; Casera Pramasio. Devoniano Superiore.  
Ammonoid; Casera Pramasio, Upper Devonian.

42

Cephalon di *Trimerocephalus* sp.; Casera Pramasio. Devoniano Superiore.  
Cephalon of *Trimerocephalus* sp.; Casera Pramasio, Upper Devonian.

the deepest area of the Carnic basin during the latest Devonian and earlier Carboniferous (Perri & Spalletta, 2001). Recent isotopic geochemical analysis (Kaiser, 2005) demonstrate that depositions of black shale levels and mass extinction at the top of Late Devonian are due to a complex pattern of different causes, the main of which are rapid climatic changes during a short time span. During one conodont biozone (Middle *praesulcata* Zone), with estimated length of about 100,000 years (Sandberg & Ziegler, 1996), at least one humid, high temperature climate interval was followed by one of cold climate connected to a glacial pulse (Strobel *et al.*, 2000). Short time climate changes resulting in glacial eustatic sea-level changes, and oceanic shelf anoxia lead to perturbation in the carbon cycle with dramatic consequences on the biosphere (Kaiser, 2005) (41, 42).

## riferimenti / references

- Bagnoli G., Ferretti A., Serpagli E., Vai G. B., 1998 - Late Ordovician conodonts from the Valbertad Section (Carnic Alps). *Giorn. Geol.*, 60, Spec. Issue, 138-149.
- Barbieri C., Di Giulio A., Fantoni R., Picotti V. & Zanferrari A., 2004 - Patterns of the Messinian erosion in the Venetian-Friulian Basin. *32<sup>nd</sup> I.G.C.*, Florence August 20-28, 2004, Scient. Session abst., 248.
- Braga G., Carloni G.C., Colantoni P., Corsi M., Cremonini G., Frascari F., Locatelli D., Monesi A., Pisa G., Sassi F.P., Selli R., Vai G. B., Zirpoli G., 1971 - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: foglio 4c-13 "Monte Cavallino-Ampezzo". *Serv. Geol.*, 108 pp.
- Caputo R., 1996 - The polyphase tectonics of Eastern Dolomites, Italy. *Mem. Sc. Geol.*, 48, 93-106.
- Caputo R., Poli M. E., Zanferrari A., 2003 - Neogene-Quaternary twist tectonics in the Eastern Southern Alps, Italy. *Mem. Sc. Geol.*, 54, 155-158.
- Carulli G.B., Ponton M., 1992 - Interpretazione strutturale profonda del settore centrale carnico-friulano. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. 2, 1992, CROP 1-1A, 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. Relationships with the N-Apennines. *Annales Tectonicae*, 6(1), 62-94.
- Cati A., Sartorio D., Venturini S., 1989 - Carbonate platforms in the subsurface of the Northern Adriatic area. *Mem. Sc. Geol.*, 40, 295-308.
- Cousin M., 1981 - Les rapports Alpes-Dinarides - Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie. *Soc. Géol. du Nord*, 1: 1-521, 2: 1-521, Villeneuve d'Asq.
- Dalla Vecchia F. M., 2000 - A new petalodont tooth (Chondrichthyes, Petalodontiformes) from the Lower Permian of the Carnic Alps (Friuli, NE Italy). *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 39(2), 225-228.
- Dalla Vecchia F. M., Rustioni M., 1996 - Mammalian trackways in the Conglomerato di Osoppo (Udine, NE Italy) and their contribution to its age determination. *Mem. Sc. Geol. Padova*, 48, 221-232.
- Di Giulio A., Fantoni R., Picotti V., Toscani G., Zanferrari A., Zattin M., Albertini C., 2005 - Anatomy of a multiple thrust belt-foreland basin system: the Venetian-Friulian basin (Cenozoic, NE Italy). In: *Thrust belts and Foreland Basins, International Meeting, Rueil-Malmaison*, Dec. 2005, Abstracts vol., 128-131.
- Favero V., Grandesso P., 1982 - Nuovi affioramenti di Pliocene marino nei dintorni di Bassano del Grappa (Vicenza). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 24, 71-77.
- Frascari F., Vai G. B., Zanferrari A., 1979 - Profilo carnico centrale. Nota illustrativa sommaria. *Rend. Soc. Geol. Ital.*, 1(1978), 15-17.
- Histon K., Schönlaub H. P., 1999 - Taphonomy, Palaeoecology and Taphonomy implications of the Nautiloid fauna from the Silurian of the Cellon Section (Carnic Alps, Austria). *Abh. Geol. B.-A.*, 54, 259-274.
- Kaiser S. I., 2005 - Mass extinction, climatic and oceanographic changes at the Devonian/Carboniferous boundary. *Dissertation an der Fakultät für Geowissenschaften Bochum, Universität Bochum*, 156 pp.
- Martinis B., 1962 - L'Oligocene friulano. *Atti I<sup>o</sup> Conv. Friul. Sc. Nat.*, Udine, 336-395.
- Mietto P., Muscio G., Venturini C., 1986 - Impronte di tetrapodi nei terreni carboniferi delle Alpi Carniche. *Gortania. Atti del Museo Friulano di Storia Naturale*, 7 (1985), 59-74.
- Perri M. C., Spalletta C., 2001 - Hangenber Event al limite Devoniano/Carbonifero al Monte Zermula, Alpi Carniche, Italia. In: Perri M.C. (a cura di), *Giornate di Paleontologia 2001, Giornale di Geologia*, 62 (3), 2000, 31-40.
- Sandberg C.A., Ziegler W., 1996 - Devonian conodont biochronology in geologic time calibration. *Senckenbergiana lethaea*, 76, 259-265.
- Schönlaub H. P., 1979 - Das paläozoikum in österreich. *Abh. Geol. B.-A.*, 33, 1-124.
- Schönlaub H. P., 1985 - Das paläozoikum der karnischen alpen. *Exkursion wolayersee. Arbeitstag. Geol. Bundesanst.*, 34-69.
- Schönlaub H. P., 1997 - The Silurian of Austria. In: Schönlaub H.P. (ed.): *IGCP-421 Inaugural Meeting Vienna, Guidebook*. *Ber. Geol. B.-A.*, 40 (1): 20-41.
- Schönlaub H. P., Heinisch H., 1994 - The classic fossiliferous Paleozoic units of the Eastern and Southern Alps. In: Schönlaub H.P. and Kreuzer H.L. (eds.), *Lugs subcommission on Silurian stratigraphy - field meeting eastern + southern alps, Austria. Ber. Geol. Bundesanst.*, 30, 6-41.
- Selli R. 1963 - Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. *Giorn. Geol.*, 30 (2), 1-136.
- Serpagli E., 1967 - I conodonti dell'Ordoviciano superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 6, 30-111.
- Slejko D., Carulli G. B., Nicolich R., Rebez A., Zanferrari A., Cavallin A., Doglioni C., Carraro F., Castaldini D., Illiceto V., Semenza E., Zanolla C., 1989 - Seismotectonics of the Eastern Southern-Alps: A Review. *Boll. Geof. Teor. e Appl.*, 31, 109-136.
- Spalletta C., Vai G. B., Venturini C., 1982 - La Catena Paleocarnica. In: Castellarin A. and Vai G.B., (eds.), *Guida alla geologia del sudalpino centro-orientale. Guide geol. Reg. S.G.I.*, 281-292.
- Stearn C. W., 1997 - Intraspecific variations, diversity, revised systematic and type of the Devonian stromatoporoid *Amphipora*. *Palaeontology*, 40 (3), 833-854.
- Streef M., Caputo M. V., Loboziak S., Melo J. H. G., 2000 - Late Frasnian-Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciations. *Earth-Science Review*, 52, 127-173.
- Tunis G., Venturini S., 1984 - Stratigrafia e sedimentologia del flysch maastrichtiano-paleocenico del Friuli orientale. *Gortania, Atti Museo Friul. St. Nat.*, 6, 5-58.
- Vai G. B., 1971 - Ordovician des Alpes Carniques. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 73, 437-448.
- Vai G. B., 1976 - Stratigrafia e paleogeografia carnica delle alpi. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 13 (1), 7-37.
- Vai G. B., 1991 - Palaeozoic strike-slip rift pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean lethyan realm. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 87, 223-252.
- Vai G. B., (1998, *cum bibl.*) - Field trip through the Southern Alps: an introduction with geologic settings, palaeogeography and Palaeozoic stratigraphy. *Giorn. Geol.*, ser. 3a, 60, 1-38. Spec. Issue, ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook, Bologna.
- Vai G. B., Cocozza T., 1986 - Tentative schematic zonation of the Hercinian chain in Italy. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, 95-114.
- Vai G. B., Spalletta C., 1982 - Devonian Palaeo-Tethyan carbonate platform-basin system of the Southern Alps: evolutionary trend and comparative analysis. *Terra Cognita*, 2, 109-115.
- Vai G. B., Francavilla F., Ferrari A., Contarini M. T., 1980 - La sezione del Monte Carnizza (Carbonifero superiore, Alpi Carniche). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 20, 267-276.
- Vai G. B., Venturini C., Carulli G. B., Zanferrari A. (Coord.) 2002 - Alpi e Prealpi Carniche e Giulie (Friuli Venezia Giulia), *Guida Geologiche regionali, Società Geologica Italiana*, BE-MA Editrice, 387 pp.
- Venturini C., 1990 - Geologia delle Alpi Carniche centro orientali. *Museo Friulano St. Nat.*, 36, 222 pp.
- Venturini C., 1991 - Il conglomerato di Osoppo. *Gortania, Atti Museo Friul. Stor. Nat.*, 13, 31-49.
- Venturini C. 2000 - Sosta 4.2. - Significato dei conglomerati. In: Carulli G.B. (a cura di), *Guida alle escursioni. 80<sup>o</sup> Riunione Soc. Geol. Ital.*, Trieste, 6-8 settembre 2000, 118-120, Ediz. Univ. Trieste.
- Venturini C., 2002 - La sequenza Permo-Carbonifera. In: Società Geologica Italiana (a cura di), *Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Friuli Venezia-Giulia*, Be-Ma, p. 31-37, Milano.

Venturini C., Delzotto S., 1992 - Evoluzione deformativa delle Alpi Carniche centro occidentali: paleotettonica e tettonica nealpina, *Studi Geologici Camerti*, volume speciale, 2, CROP 1-1A, 261-270, Camerino

Venturini C., Spalletta C., (1998, *cum bibl.*) - Remarks on the Paleozoic stratigraphy and the Hercynian tectonics of the Palaeocarnic Chain (Southern Alps). *Giorn. Geol.*, ser. 3a, v. 60, Spec. Issue, ECOS VII Southern Alps Field Trip Guidebook, 69-88.

Venturini C., Pondrelli M., Del Zotto S., Fontana C., Discenza K., 2002 - Carta Geologica delle Alpi Carniche - Foglio Orientale, scala 1:25.000. *Museo Friulano St. Nat.*

Venturini C., Spalletta C., Vai G. B., Pondrelli M., Del Zotto S., Fontana C., Longo Salvador G., Carulli G. B. (in stampa) - Note illustrative alla Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio 031 Ampezzo. *Apat (Servizio Geologico d'Italia)*, 240 pp.

Venturini S., Tunis G., 1988 - Nuovi dati ed interpretazioni sulla tettonica del settore meridionale delle Prealpi Giulie e della regione al confine fra Italia e iugoslavia. *Gortania, Atti Mus. Fr. St. Nat.*, 10, 5-34.

Venturini S. & Tunis G., 1991 - Segnalazione di depositi miocenici nella Val Tremugna e presso Osoppo (Friuli). *Atti Ticinesi Sci. Terra*, 34, 39-42.

Venzo S., 1977 - I depositi quaternari e del Neogene superiore nella bassa valle del Piave da Quero al Montello e del Paleopiave nella valle del Soligo (Treviso). *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 30, 1-64.

Viaggi M., Venturini S., 1996 - Dati biostratigrafici preliminari sui depositi salmastro-dulcicoli delle Prealpi eneto-friulane (Italia nordorientale). *Natura Nascosta*, 12, 32-33.

Walliser O. H., 1984 - Geologic processes and global events. *Terra Cognita*, 17-20.

Wenzel B., 1997 - Isotopenstratigraphische Untersuchungen an silurischen Abfolgen und deren paläozoographische Interpretation. *Erlanger geologischen Abhandlungen*, 129: 1-117.

Zanferrari A., Poli M. E., 1994 - Il basamento sudalpino orientale: stratigrafia, tettonica varisca e alpina, rapporti copertura basamento. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. (1992/2), CROP 1-1A, 299-302.

Zanferrari A., Poli M. E., Rogledi S., 2003 - The external thrust-belt of the Eastern Southern Alps in Friuli (NE Italy). *Mem. Sc. Geol.*, 54, 159-162.

Zanferrari A., Bollettinari G., Carobene L., Carton A., Carulli G. B., Castaldini D., Cavallin A., Panizza M., Pellegrini G. B., Pianetti F., Sauro U., 1982 - Evoluzione neotettonica dell' Italia Nord Orientale. *Mem. Sc. Geol.*, 35, 355-376.

## **bibliografia generale / general bibliography**

Comune di Udine, 1983 - *Il Paleozoico Carnico - le rocce, i fossili, gli ambienti*. Comune di Udine, 130 pp.

Corradini C., Simonetto L., Serventi P., Rigo R., Calligaris C., 2005 - *Loboliti (Crinoidea) del Devoniano basale di Monte Zermula (Alpi Carniche italiane)*. *Rend. Soc. Paleont. Ital.*, 2, 29-36.

Gortani M., 1921 - *Progressi nella conoscenza geologica delle Alpi Carniche principali*. *Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat.*, 34.

Gortani M., 1926 - *Guida geologica del Friuli*. Stabilimento tipografico "Carnia", 64 pp., Tolmezzo.

Gortani M., 1960 - *Bibliografia geologica d'Italia*, vol. VI, Friuli. *Stab. tipografico G. Genovese*, 228 pp..

Histon K., 1999 - *V° International Symposium Cephalopods - Present and Past. Carnic Alps Excursion Guidebook*. *Berichte der Geologische Bundesanstalt*, 47.

Martinis B., 1993 - *Storia geologica del Friuli*. La Nuova Base Ed., 228 pp.

Perri M. C., Spalletta C. (eds.), 1998, *Southern Alps Field Trip Guidebook - ECOS VII*. *Giornale di Geologia*, 60 spec. (1998).

Schönlaub H. P., 1979 - *Das Paläozoikum in Österreich*. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 33.

Schönlaub H. P. (ed.), 1980 - *Second European Conodont Symposium (ECOS II)*. *Abhandlungen der Geologische Bundesanstalt*, 35.

Schönlaub H. P., 1991 - *Vom Urknall zum Gailtal; 500 Millionen Jahre Erdgeschichte in der Karnischen Region*. *Geologische Bundesanstalt*, 170 pp.

Schönlaub H. P. (ed.), 1997 - *IGCP 421 Inaugural meeting Vienna, Guidebook*. *Berichte der Geologische Bundesanstalt*, 40.

Schönlaub H. P., Kreutzer L. H. (eds), 1994 - *IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy - Field Meeting Eastern + Southern Alps, Austria 1994*. *Berichte der Geologische Bundesanstalt*, 30.

Venturini C. (ed.), 1990 - *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps) - September 2-8, 1990*. *Arti Grafiche Friulane*, 160 pp.

Vinassa De Regny P., 1910 - *Rilevamento geologico della tavoletta "Paluzza"*. *Bollettino del Reale Comitato Geologico d'Italia*, 41 (1), 28-67.

Zucchini R., 1998 - *Miniere e mineralizzazioni della Provincia di Udine*. *Museo Friulano di Storia Naturale*, 40, 148 pp.

## contatti / contacts

### Deborah Arbulla

Museo Civico di Storia Naturale di Trieste;  
Piazza A. Hortis, 4 - 34123 Trieste, (IT);  
e-mail: arbulla@comune.trieste.it

### Gabriella Bagnoli

Dipartimento di Scienze della Terra; Università  
di Pisa, Via S. Maria, 53 - 56126 Pisa, (IT);  
e-mail: bagnoli@dst.unipi.it

### Giovan Battista Carulli

Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali  
e Marine; Università di Trieste, via Weiss, 2 -  
34127 Trieste, (IT);  
e-mail: carulli@units.it

### Carlo Corradini

Dipartimento Scienze della Terra; Università di  
Cagliari, Via Trentino, 51 - 09127 Cagliari, (IT);  
e-mail: corradin@unica.it

### Vlasta Čosović

Department of Geology and Paleontology,  
Faculty Of Science; University Of Zagreb,  
Horvatovac 102a, 10000 Zagreb, (KR);  
e-mail:vcosovic@geol.pmf.hr

### Francesca Cotza

Dipartimento di Scienze della Terra; Università  
di Cagliari, Via Trentino, 51 - 09127 Cagliari, (IT);

### Franco Cucchi

Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali  
e Marine; Università di Trieste, Via Weiss, 2 -  
34127 Trieste, (IT);  
e-mail: cucchi@units.it

### Fabio Marco Dalla Vecchia

Museo Friulano di Storia Naturale; Via Marangoni,  
39-41 - 33100 Udine, (IT);  
Museo Civico di Storia Naturale di Trieste;  
Piazza A. Hortis, 4 - 34123 Trieste, (IT);  
e-mail: fabdalla@tin.it

### Andrea De Giusto

Viale Venezia, 100 - 33100 Udine, (IT);  
e-mail: degiusto@tiscali.it

### Katica Drobne

Institute of Palaeontology Zrc Sazu; Novi Trg 2,  
1000 Ljubljana, (SL);  
e-mail: katica@zrc-sazu.si

### Annalisa Ferretti

Dipartimento del Museo di Paleobiologia e  
dell'Orto Botanico; Università di Modena e Reggio  
Emilia, Via Università, 4 - 41100 Modena, (IT);  
e-mail: ferretti.annalisa@unimore.it

### Onelio Flora

Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali  
e Marine; Università di Trieste, Via Weiss, 2 -  
34127 Trieste, (IT);  
e-mail: flora@units.it

### Elsa Gliozzi

Dipartimento di Scienze Geologiche; Università  
Roma Tre, Largo S. Leonardo Murialdo, 1 -  
00146 Roma, (IT);  
e-mail: gliozzi@uniroma3.it

### Daniele Masetti

Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali  
e Marine; Università di Trieste, Via Weiss, 2 -  
34127 Trieste, (IT);  
e-mail: masetti@units.it

### Alan Moro

Department of Geology and Paleontology,  
Faculty Of Science; University Of Zagreb,  
Horvatovac 102a, 10000 Zagreb, (KR);  
e-mail: amoro@geol.pmf.hr

### Giuseppe Muscio

Museo Friulano di Storia Naturale; Via Marangoni,  
39-41 - 33100 Udine, (IT);  
e-mail: giuseppe.muscio@comune.udine.it

### Bogdan Jurkovešek

Geološki Zavod Slovenije; Dimičeva 14, 1000  
Ljubljana, (SL);  
e-mail: bogdan.jurkovesek@geo-zs.si

### Tea Kolar- Jurkovešek

Geološki Zavod Slovenije; Dimičeva 14, 1000  
Ljubljana, (SL);  
e-mail: Tea.Kolar-Jurkovesek@geo-zs.si

### Bojan Ogorelec

Geološki Zavod Slovenije; Dimičeva 14, 1000  
Ljubljana, (SL);  
e-mail: ogorelec@geo-zs.si

### Alessandro Palci

Dipartimento di Paleobiologia e dell'Orto Botanico;  
Università di Modena e Reggio Emilia, Via  
Università 4 - 41100 Modena, (IT);

### Paola Pittau

Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali  
e Marine; Università di Trieste, Via Weiss, 2 -  
34127 Trieste, (IT);  
e-mail: pittaup@unica.it

### Eliana Poli

Dipartimento di Georisorse e Territorio; Università  
di Udine, Via Cotonificio, 114 - 33100 Udine, (IT);  
e-mail: poli@dgt.uniud.it

### Monica Pondrelli

International Research School Of Planetary  
Sciences; Università D'annunzio, Viale Pindaro, 42  
- 65127 Pescara, (IT);  
e-mail: monica@irsps.unich.it

### Nevio Pugliese

Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali  
e Marine; Università di Trieste, Via Weiss, 2 -  
34127 Trieste, (IT);  
e-mail: pugliese@units.it

### Enrico Serpagli

Dipartimento del Museo di Paleobiologia e  
dell'Orto Botanico; Università di Modena e Reggio  
Emilia, Via Università, 4 - 41100 Modena, (IT);  
e-mail: serpagli@unimore.it

### Luca Simonetto

Museo Friulano di Storia Naturale; Via Marangoni,  
39-41 - 33100 Udine, (IT);  
e-mail: lucasimo64@yahoo.it

### Claudia Spalletta

Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-  
Ambientali; Università di Bologna, Via Zamboni, 67  
- 40126 Bologna, (IT);  
e-mail: cspal@geomin.unibo.it

### Barbara Stenni

Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali  
e Marine; Università di Trieste, Via Weiss, 2 -  
34127 Trieste, (IT);  
e-mail: stenni@units.it

### Alceo Tarlao

Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali  
e Marine; Università di Trieste, Via Weiss, 2 -  
34127 Trieste, (IT);  
e-mail: alceota@virgilio.it

### Giorgio Tunis

Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali  
e Marine; Università di Trieste, Via Weiss, 2 -  
34127 Trieste, (IT);  
e-mail: tunis@units.it

### Adriano Zanferrari

Dipartimento di Georisorse e Territorio; Università  
di Udine, Via Cotonificio, 114 - 33100 Udine, (IT);  
e-mail: adriano.zanferrari@uniud

### Luca Zini

Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali  
e Marine; Università di Trieste, Via Weiss, 2 -  
34127 Trieste, (IT);  
e-mail: zini@units.it