

La successione anisico superiore-carnica delle Dolomiti di Brenta (Trentino occidentale)

MATTEO RINALDO & FLAVIO JADOUL

ABSTRACT - RINALDO M. & JADOUL F., 1994 - La successione anisico superiore-carnica delle Dolomiti di Brenta (Trentino occidentale). [The Late Anisian-Carnian succession of the Brenta Dolomites (Western Trento Region)]. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., vol. 69, pp. 93-118.*

We recognized for the first time a Late Anisian conglomerate (Val Perse Conglomerate) which identifies the base of the central Brenta Dolomites sedimentary succession. We also distinguished the Ladinian part from the Carnian part in the shallow water carbonate platform of the Dolomia di Val d'Adige. The Brenta indistinct area has been recognized as the easternmost margin of the Lombardy Basin from the Ladinian, whereas in the Late Anisian it still belonged to the Western Dolomites domain.

PAROLE CHIAVE: *Stratigrafia, Anisico superiore, Ladinico-Carnico, piattaforma carbonatica, cicli, Sudalpino Centrale.*

KEY WORDS: *Stratigraphy, Late Anisian, Ladinian-Carnian, carbonate platform, cycles, Central Southern Alps.*

Matteo Rinaldo - via Antonio Vivaldi 8, I - 38100 Trento.

Flavio Jadoul - Dipartimento di Scienze della Terra, via Mangiagalli 34, I - 20133 Milano.

1. INTRODUZIONE

Il presente lavoro ha come oggetto lo studio della successione carbonatica di età triassica (Anisico sup.-Carnico) nella porzione centrale delle Dolomiti di Brenta (Trentino occidentale), (tav. 1), in passato oggetto di indagini non di dettaglio.

Le numerose sezioni stratigrafiche rilevate, con il riconoscimento di orizzonti *marker* cartografabili, e l'analisi integrata delle facies e delle microfacies, hanno permesso un approfondimento della stratigrafia e paleogeografia dell'Anisico sup.-Carnico di quest'area, che costituisce la transizione tra la successione del Bacino Lombardo e quella delle Dolomiti occidentali.

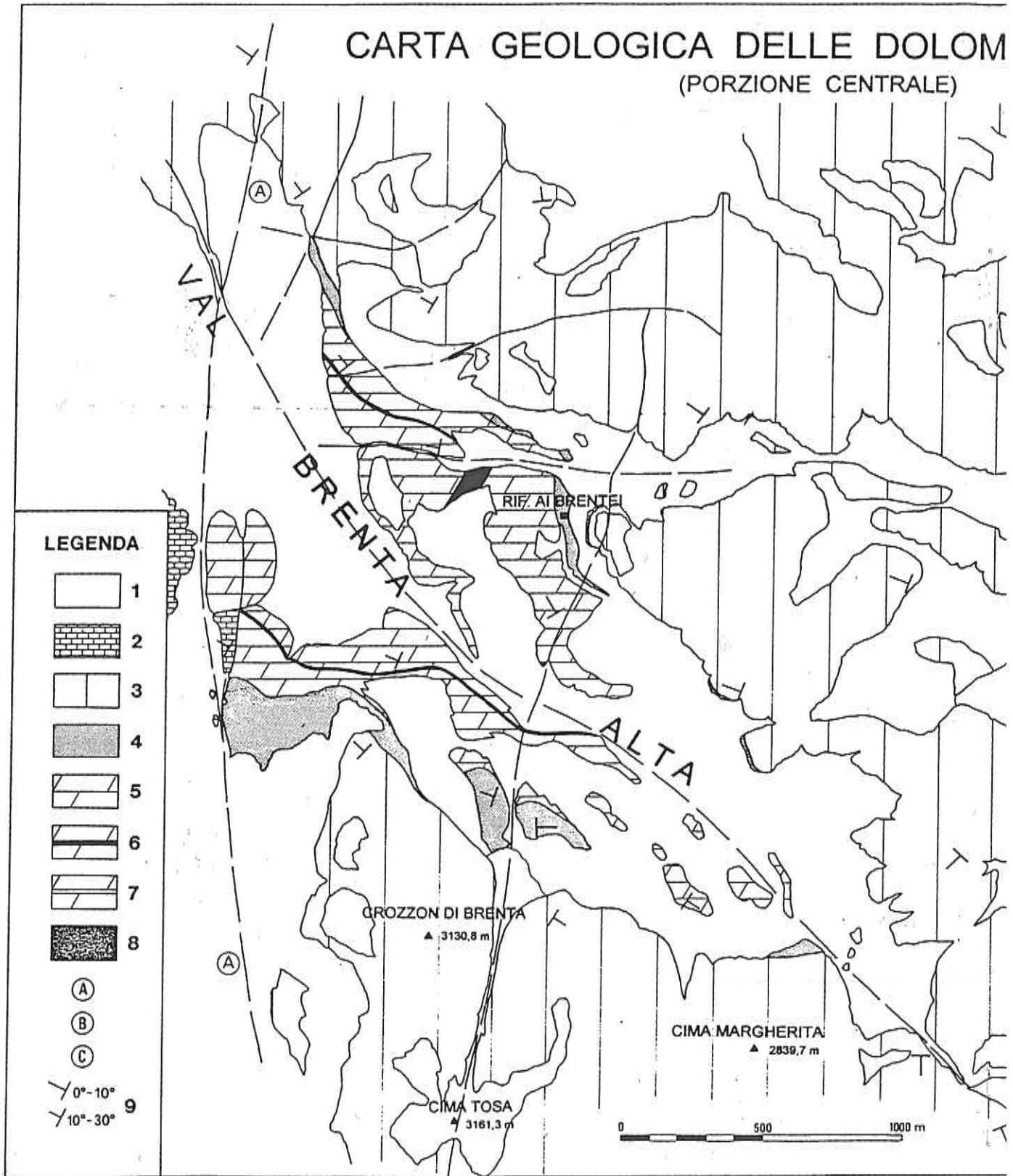
2. STRATIGRAFIA

La successione studiata presenta spessori di 510 m ed è costituita dal basso stratigrafico dalle seguenti unità:

Conglomerato della Val Perse
Dolomia di Val d'Adige
Formazione di Raibl

2.1. *Conglomerato della Val Perse (Anisico superiore?)*

Unità informale di nuova istituzione riconosciuta da Borsato (com. per.), viene qui descritta per la



Tav. 1 - Carta geologica del Dolomiti di Brenta (porzione centrale). Rilievi di Matteo Rinaldo. 1. Ghiacciai attuali e depositi quaternari indistinti; 2. Calcarea di Zu (Norico sup.-Retico); 3. Dolomia Principale (Carnico sommitale-Norico sup.); 4. Formazione di Raibl (Carnico sup.); 5. Dolomia di Val d'Adige (Ladinico inf.-Carnico inf.); 6. II Orizzonte *atepees*; 7. I Orizzonte *atepees*; 8. Conglomerato della Val Perse (Anisico sup.?). A = Linea della Vedretta dei Camosci-Linea del Ballino; B = Linea di Pozza Tramontana; C = Linea Clamer-Rossati; 9. giacitura.

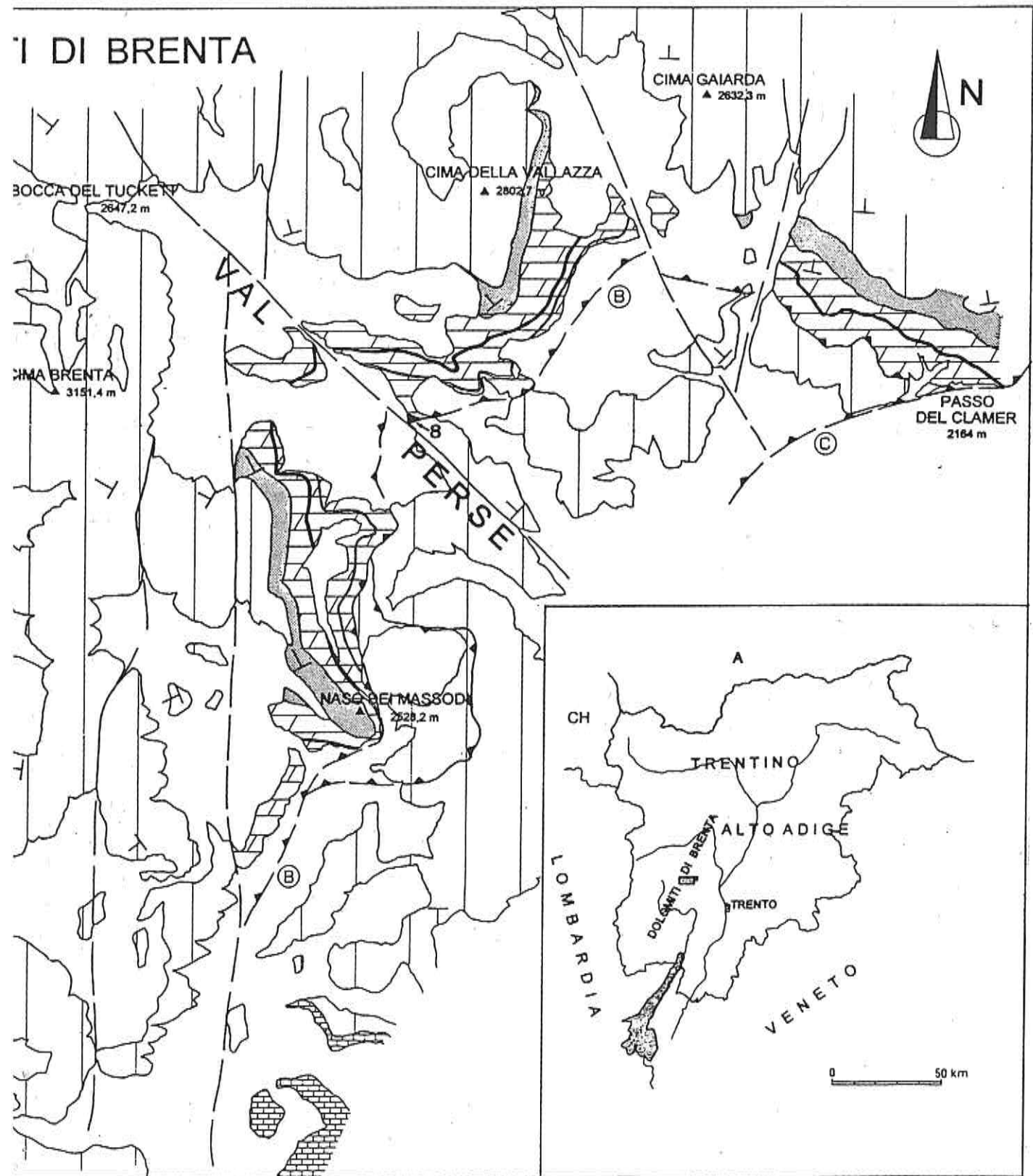


Plate 1 - Geologic map of the central Brenta Dolomites: 1. Present-day glaciers and quaternary deposits; 2. Calcarea di Zu limestones (Late Norian-Rhaetian); 3. Dolomia Principale dolomites (Late Carnian-Late Norian); 4. Raibl Formation limestones, dolomites and marls (Late Carnian); 5. Dolomia di Val d'Adige dolomites (Lower Ladinian? - Lower Carnian); 6. Dolomia di Val d'Adige 2nd tepee marker horizon; 7. Dolomia di Val d'Adige 1st tepee marker horizon; 8. Conglomerato della Val Perse conglomerates, sandstones and marls (Late Anisian?); A = Vedretta dei Camosci-Ballino Lines; B = Pozza Tramontana Line; C = Clamer-Rossati Line; 9 dips and directions.

prima volta nell'unico affioramento del Brenta, in Val Perse a quota 1930 m. Questa unità, dello spessore di 11 m, è troncata inferiormente dal sovrascorrimento della Linea di Pozza Tramontana; presenta un limite superiore stratigrafico posto in corrispondenza dell'ultimo livello ad argille marnose nere.

L'unità è costituita dal basso verso l'alto da quattro associazioni di litofacies (figg. 1 e 2), organizzate in un *trendfining upward*:

1. Paraconglomerati e ortoconglomerati poligenici, di colore prevalentemente rosso mattone, a ciottoli subarrotondati carbonatici, silicei e vulcanici, scarsamente selezionati, organizzati in strati lenticolari a base debolmente erosiva dello spessore di 15-50 cm (fig. 3). In sezione sottile si osservano i clasti immersi in una massa di fondo argillosa con cementi carbonatici ed ossidi di ferro (fig. 4). I litici sedimentari sono rappresentati da: *packstone* ad alghe *Dasycladaceae* (probabile *Diplopore annulata*

Schafhäütl), rari Foraminiferi bentonici (*Involutininae*), bioclasti e peloidi intensamente ricristallizzati; *packstone-grainstone* a peloidi, grani aggregati, intraclasti e rari bioclasti; litici completamente sostituiti in micro-pseudosparite a volte con cavità riempite da quarzo calcedonioso (fibroso-raggiato) e litici silicei

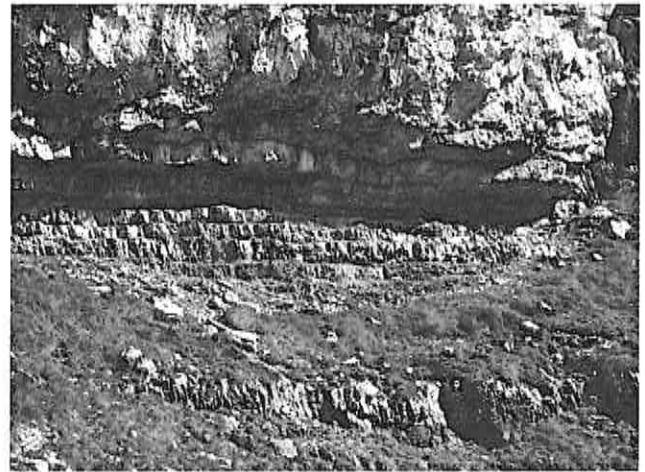


Fig. 2 - Conglomerato della Val Perse: paraconglomerati, arenarie rosse ed argilliti grigio-nere nell'unico affioramento delle Dolomiti di Brenta. (Val Perse, q. 1930 m).

Fig. 2 - The only outcrop of Conglomerato della Val Perse paraconglomerates, red sandstones and black shales in the whole Brenta Dolomites (Val Perse, 1930 m a.s.l.).

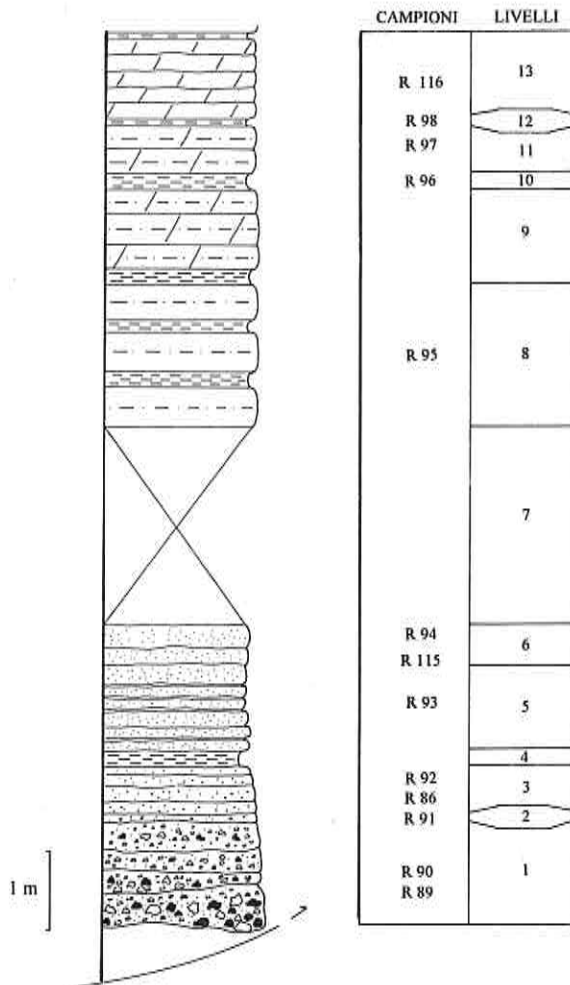


Fig. 1 - Sezione stratigrafica di dettaglio del Conglomerato della Val Perse. Per la descrizione della sezione stratigrafica vedi appendice.

Fig. 1 - Detailed stratigraphic section of the Conglomerato della Val Perse. For the description of stratigraphic section see appendix.

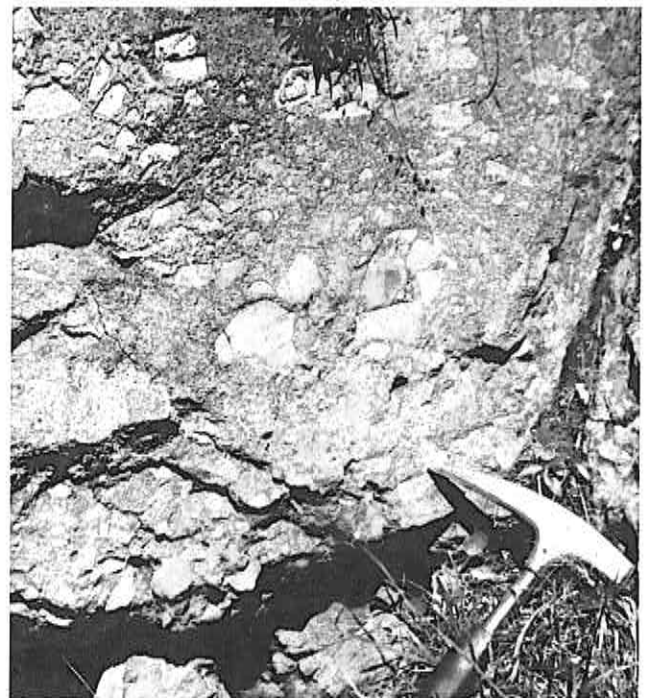


Fig.3 - Conglomerato della Val Perse: particolare della litofacies I con banchi paraconglomeratici a clasti carbonatici, silicei e vulcanici, limitati da superfici debolmente erosionali.
Fig.3 - Conglomerato della Val Perse: detail of lithofacies I with paraconglomerates exhibiting carbonate, siliceous and volcanic clasts. Paraconglomerate bed boundaries show faint erosive structures.



Fig. 4 - Conglomerato della Val Perse. Litofacies 1: "wacke" a litici carbonatici (*packstone* intra-bioclastici con Alghe *Dasycladaceae*), silicei e clasti impregnati in Fe-ossidi (X 15.8).

Fig. 4 - Conglomerato della Val Perse Litofacies 1: *wacke* with carbonate lithoclasts (intra-bioclastic *packstones* with *dasycladaceans*), *cherty* clasts and lithoclasts rich in Fe-oxides (X 15.8).

costituiti da un mosaico di quarzo microcristallino. I litici vulcanici presenti hanno tessitura porfirica con plagioclasti fortemente alterati e comunemente sostituiti da calcite. I relitti ed il tipo di alterazione indicano un chimismo intermedio, prevalentemente andesitico (P. Bruni, com. per.). Alcuni litici si presentano impregnati in ossidi di ferro e vengono interpretati come clasti pedogenizzati.

2. Arenarie carbonatiche fini e siltiti di colore bruno-rossiccio, in strati di 15-25 cm con interstrati

argillosi millimetrici. Si tratta di calciliti in cui i granuli subangolosi che presentano comunemente contatti da lineari a frastagliati (*pressure-solution*), sono immersi in matrice argillosa. I litici sedimentari sono costituiti da micro-pseudospariti, da grani impregnati da ossidi di ferro e clasti silicei (microquarzo e calcedonio). I litici vulcanici sono caratterizzati da un'intensa calcitizzazione e sono associati ad abbondanti minerali pesanti. Localmente si osservano anche litici sedimentari subarrotondati e scarsamente selezionati, composti da *mudstone* con cavità cementate da microquarzo contenenti minerali opachi, e *packstone* a peloidi; grani di quarzo mono o policristallino, immersi in una massa di fondo intensamente ricristallizzata in sparite grossolana a mosaico equigranulare con cristalli euedrali o subedrali ($\phi = 30-50\mu$).

3. Argilliti marnose di colore rosso mattone e grigio nero.

4. Dolosiltiti di colore rosso violaceo, grigio chiaro e scuro, disomogenee e bioturbate.

In tutte queste litofacies la maturità composizionale è relativamente bassa, infatti i granuli e i ciottoli calcarei subarrotondati sono comuni. L'analisi dei parametri tessiturali, quali la granulometria, la selezione, e l'arrotondamento, mette in evidenza come questi sedimenti siano caratteristici anche di immaturità tessiturale.

L'ambiente deposizionale proposto per questa unità è continentale, di conoide alluvionale pedemontana o delta-conoide, in clima arido o semi-arido. Il meccanismo deposizionale era probabilmente rappresentato da sviluppato trasporto in massa (*mud flow* o *sand flow*). Il trend deposizionale *fining upward* evidenziato mostra una rapida retrogradazione delle facies continentali, al tetto sormontate da facies marino-transizionali (litofacies 4). Questa evoluzione documenta una trasgressione marina alla sommità del Conglomerato della Val Perse.

La datazione del Conglomerato della Val Perse è problematica a causa delle sue associazioni di facies, in particolare per la presenza di vulcaniti a chimismo intermedio e per la mancanza di un substrato che agevoli la sua ubicazione nella successione stratigrafica. Indagini palinologiche non hanno fornito risultati positivi. Si possono tuttavia ipotizzare tre possibilità:

a) un'età Anisico sup., che lo correlerebbe con la Breccia di Ravina in Val Gola, Trento (Illirico inf., DE ZANCHE & MIETTO, 1986), e con l'evento tettono-regressivo "Bivera" in Carnia (FARABEGOLI *et al.*, 1984 in DE ZANCHE & MIETTO, 1986);

b) un'età Illirico sup., che lo metterebbe in relazione all'evento "Ambata" delle Dolomiti (CASATI *et al.*, 1982) e alle Marne della Val Centa (DE ZANCHE & MIETTO, 1986, 1989);

c) un'età Ladinico inferiore sommitale probabilmente equivalente alla discontinuità tra lo Sciliar inf. e sup. (DE ZANCHE *et al.*, 1993) in Val d'Adige.

L'ipotesi a) sembra presentare la maggiore attendibilità per l'analogia delle litofacies clastiche: tuttavia, allo stato attuale della ricerca, il chimismo intermedio dei clasti vulcanici e la natura dei clasti di piattaforma carbonatica di età illirica (contenenti la *Diplopora annulata* Schafhäütl) rendono problematica questa correlazione. L'ipotesi b) e c) sembrano pure attendibili. Rimane tuttavia discutibile, nel caso c), la presenza di corpi conglomeratici continentali nel Ladinico inferiore (DE ZANCHE *et al.*, 1993). A nostro parere l'ipotesi b) sembra essere la più probabile rispetto alla a) e alla c) per la posizione stratigrafica del Conglomerato della Val Perse, che è sottostante ad una sufficientemente potente successione di piattaforma ladinica (Litozona inf., med. della Dolomia di Val d'Adige). La presenza di vulcaniti potrebbe trovare giustificazione dall'erosione di corpi eruttivi dell'Anisico sommitale non segnalati nell'area in studio, ma evidenziati nelle areniti ibride con vulcanoclastiti presenti al tetto della Formazione dell'Ambata delle Dolomiti orientali (CASATI *et al.*, 1982; DE ZANCHE *et al.*, 1993).

2.2. Dolomia di Val d'Adige (Ladinico inferiore? - Carnico inferiore)

Nell'area delle Dolomiti di Brenta, già dal 1898 VACEK segnalava la presenza di dolomia ladinica (Dolomia dello Sciliar) in Vallesinella, segnalazione che si rilevò errata perché giustamente SCHWINNER, nel 1913, riconobbe l'età norica della dolomia in quell'area. Lo stesso Schwinner ipotizzò la presenza di dolomia di età ladinica alla base del Crozzon di Brenta in Val Brenta Alta, tuttavia fu TREVISAN (1935, 1939) a descriverla per primo come successione del "Ladinico-Carnico" (presente nel foglio geologico n°20 Adamello). Trevisan cartografò e descrisse tale successione come dolomie indistinte e sottostanti a calcari lastriformi del "Raibliano" in Val Brenta Alta ed in Val Perse.

Nel vicino Bacino di Tione, porzione sud-occidentale delle Dolomiti di Brenta, PELOSO E VERCESI (1982) riconobbero una successione massiccia potente da 80 a 500 m di "Dolomie e calcari dolomitici" (Ladinico-Carnico) con tessitura microgranulare, colorazione chiara. Nei banchi dolomitici si possono osservare laminazioni stromatolitiche planari, emisferoidali e sferoidali, qualche cespo di Coralli, Diplopore e forme fossili difficilmente riconoscibili a causa dell'intensa ricristallizzazione.

Abbiamo attribuito a questa successione di piattaforma carbonatica il nome di "Dolomia di Val d'Adige" (ROSSI in BARTOLOMEI *et al.*, 1969), in quanto essa presenta analogie con la vicina, coeva e già formalizzata successione ladinico-carnica del Trentino occidentale. Recentemente, DE ZANCHE e MIETTO (1986, 1989) hanno rifiutato questo termine perché, nonostante la Dolomia di Val d'Adige abbia una notevole distribuzione areale nell'omonima valle ed in Valsugana, in Val Gola (SW di Trento) "è riportata una successione assolutamente fantasiosa ed inattendibile" dove in realtà non esiste la Dolomia di Val d'Adige. Riproponiamo dunque il nome formazionale proposto da Rossi per non complicare, con una nuova formazione, la già affollata suddivisione litostratigrafica del Trentino (fig. 24).

Il limite di base di questa unità è visibile unicamente in Val Perse lungo l'inciso a quota 1949 m, dove la piattaforma carbonatica ha un limite netto con il sottostante Conglomerato della Val Perse. Il limite superiore con la soprastante Formazione di Raibl, in Val Brenta Alta ed in Val Perse, è situato in corrispondenza di una cengia ed è caratterizzato dalla comparsa delle prime intercalazioni consistenti di terrigeno fine.

La potenza massima è pari a circa 400m, sul versante sinistro della Val Perse (Tavola delle Correlazioni litostratigrafiche allegata).

Il rilevamento geologico ha confermato la distribuzione areale riconosciuta da TREVISAN (1935, 1939), fatta eccezione per alcuni affioramenti nel settore orientale dell'area studiata, in passato attribuiti al Retico inferiore.

2.2.1. Analisi di facies

Al fine di descrivere in modo esauriente questa successione si farà riferimento alla Sezione stratigrafica VAL PERSE, che rappresenta la sezione-tipo, affiancata da quella alla base del Crozzon di Brenta. La prima è ubicata in Val Perse, lungo il fianco idrografico sinistro, dalla quota 1930 m alla quota 2480 m. La sezione CROZZON DI BRENTA è localizzata sul versante sinistro della Val Brenta Alta dalla quota 1775 m alla quota 2205 m, nei pressi del passaggio del sentiero D. Martinazzi.

Si propone di suddividere la successione di piattaforma interna della Dolomia di Val d'Adige in tre litozone separate da due orizzonti *marker* con *tepee*. Vengono così denominati dal basso stratigrafico verso l'alto (RINALDO, 1993, fig. 5):

- Litozona Inferiore
- I Orizzonte a *tepee*
- Litozona Mediana
- II Orizzonte a *tepee*
- Litozona Superiore

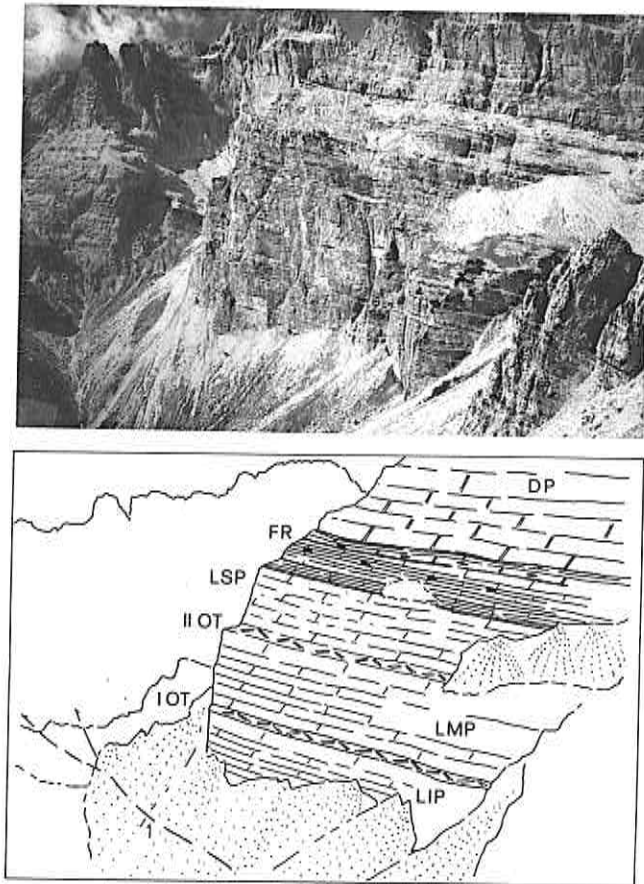


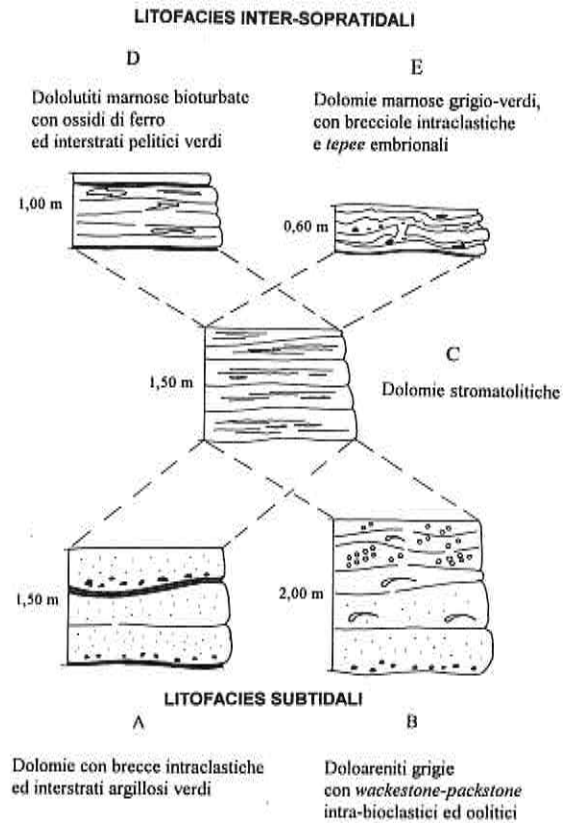
Fig. 5 - Dolomia di Val d'Adige con i due Orizzonti a tepee (I OT e II OT) che separano rispettivamente la Litozona inferiore, mediana e superiore a cicli peritidali (LIP, LMP e LSP). In successione è visibile la Formazione di Raibl (FR) ed il Membro Peritidale inferiore della Dolomia Principale (DP). Pareti orientali di Cima della Vallazza. 1 = Linea di Pozza Tramontana.

Fig. 5 - Dolomia di Val d'Adige. The first tepee marker horizon (I OT) separates the Lower Peritidal Lithozone (LIP) from the Middle Peritidal Lithozone (LMP), whereas the second tepee marker bed (II OT) separates the LMP from the Upper Peritidal Lithozone (LSP). In this figure: FR = Raibl Formation; DP = Lower Peritidal Member of the Dolomia Principale. East cliff of the Cima della Vallazza. 1 = Pozza Tramontana Line.

Litozona Inferiore a cicli peritidali

Presente esclusivamente in Val Perse, è limitata inferiormente dal Conglomerato omonimo. Il limite superiore viene posto in corrispondenza della base del I Orizzonte a tepee con un limite netto coincidente con una cengia che si ritrova per un'area di diversi Km². Lo spessore totale di tale litozona è pari a circa 149 m.

La porzione inferiore (47 m) è caratterizzata da cicli di IV ordine amalgamati (GOLDHAMMER *et al.*, 1990), inquinati da una cospicua percentuale di terrigeno fine. Infatti consistono alla base del ciclo di dolomie subtidali da grigio chiare a grigio scure, orga-



Dolomie con breccie intraclastiche ed interstrati argillosi verdi

Doloareniti grigie con wackestone-packstone intra-bioclastici ed oolitici

LEGENDA

ALLOCHIMICI

- ☞ stromatoliti planari
- ⚡ Alghe Dasycladaceae
- 🐚 Gasteropodi
- 🐚 Lamellibranchi
- 🐚 Foraminiferi bentonici
- 🐚 Ostracodi
- 🐚 oncoliti
- 🐚 pisoliti
- 🐚 intraclasti
- 🐚 litoclasti
- 🐚 peloidi
- 🐚 evaporiti

STRUTTURE SEDIMENTARIE

- 🌀 bioturbazioni
- 🌀 fenestrae, sheet e prism crack
- 🌀 mud crack

Fig. 6 - Ricostruzione del ciclo ideale con le sue possibili associazioni di litofacies presente nella Litozona inferiore a cicli peritidali della Dolomia di Val d'Adige.

Fig. 6 - The ideal peritidal cycle with its possible lithofacies associations of the Dolomia di Val d'Adige, peritidal Lower Lithozone.

nizzate in strati amalgamati di 0.20-1.00 m di spessore, con giunti piano-paralleli od ondulati, e al tetto degli orizzonti inter-sopratidali di doloareniti marnose giallastre in patina e grigio-verdi in frattura, dello spessore variabile da 20 a 80 cm. Talora questi livelli alla sommità del ciclo mostrano un aspetto caotico, con

strati deformati plasticamente e frammentati in intraclasti immersi in una matrice marnoso-pelitica grigio-verdastra.

La porzione superiore (successivi 102 m) appare invece meglio stratificata, ed è costituita da cicli di IV ordine asimmetrici, con un trend di *shallowing upward* (WILSON, 1975; JAMES, 1984; HARDIE & SHINN, 1986) dello spessore compreso tra 2.5 e 4.0 m, all'interno dei quali si osservano le seguenti litofacies (fig. 6):

1. Litofacies subtidali.

Associazione A: breccie intraclastiche. Rappresentano la porzione trasgressiva del ciclo costituita da dolomie saccaroidi grigio-chiare in strati decimetrici con brecciole ad intraclasti neri subspigolosi o a clasti pelitici verdi intraformazionali, appartenenti ai livelli del ciclo precedente. Gli strati sono delimitati alla base da una superficie erosionale canalizzata e da livelletti centimetrici di argille grigio-verdi.

Associazione B: dolomiti intra-bioclastiche. Dolomie grigio-chiare tendenti allo scuro, in strati dello spessore di 20-40 cm per lo più amalgamati in conseguenza dell'intensa dolomitizzazione non mimetica, consistenti in *wackestone-packstone* intra-bioclastici con fantasmi di ooliti. Possono intercalarsi strati di 10-15 cm ondulato-paralleli o lenticolari con strutture tipo *hummocky-cross-stratification* la laminazione obliqua.

2. Litofacies inter-sopratidali.

Associazione C: dolomie stromatolitiche. Dolomie grigio-chiare e scure, in strati di 20-30 cm, localmente caratterizzate da chiusura laterale a lingua e dallo sviluppo di stromatoliti planari continue con fenestrate laminoidi (*sheet-crack*). Lo spessore varia da 1.0 a 2.0 m.

Associazione D: dololutiti marnose. Di colore grigio-verde ed in alterazione giallastro, sono organizzate in strati da sottili (5-10 cm) a medi, pseudolaminate, talora bioturbate e con abbondanti ossidi di ferro che pigmentano il sedimento. Argilliti marnose verdi si intercalano in interstrati millimetrici. Questa litofacies ricopre la sommità del ciclo (FISCHER, 1964; BECHSTÄDT, 1979) formandosi attraverso essiccazioni ripetute e susseguenti idratazioni (DECONINCK & STRASSER, 1987).

Associazione E: dolomie marnose con *tepee*. Dolomie marnose giallastre screziate in rosso, con gli strati inarcati e deformati a dare dei *tepee* embrionali per esposizione (ASSERETO & KENDALL, 1977); si alternano livelletti centimetrici a breccie intraclastiche minute.

1 Orizzonte a *tepee*

In Val Perse questo orizzonte offre un risalto morfologico marcato da tre cenge sovrapposte a bre-

ve distanza, facilmente riconoscibili anche in parete esposta e cartografabili per uno spessore totale di 16.60 m. Esso è organizzato in cicli *shallowing* asimmetrici, a scala metrica, frequentemente incompleti (EINSELE *et al.*, 1991), dove la porzione basale subtidale è nettamente subordinata alle litofacies inter-sopratidali. Queste ultime sono caratterizzate da tre diverse associazioni di litofacies:

Associazione A: dolomie stromatolitiche da grigio-chiare a scure, in strati di 40-60 cm a geometria da ondulato a parallela.

Associazione B: dololutiti debolmente marnose, di colore da verde a rosso, disposte in strati decimetrici, da blandamente ondulati a nodulari, talora interessati da deformazioni penecontemporanee per esposizione subaerea (fig. 7). Si intercalano interstrati argillitico-marnosi plastici, di colore grigio verde, con strutture da carico litostatico. Le microfacies sono *mudstone* ad intraclasti peloidali e ossidi di ferro, con abbondanti cavità irregolari e ramificate, riempite da due generazioni di cementi calcitici. Lo spessore massimo di questa litofacies raggiunge i 60 cm.

In Val Brenta Alta sono presenti dololutiti di colore grigio chiaro screziate in rosso e verde, in strati sottili (3-10 cm), da ondulato-paralleli fino a nodulari, debolmente ripiegati a dare strutture antiformali (*tepee*

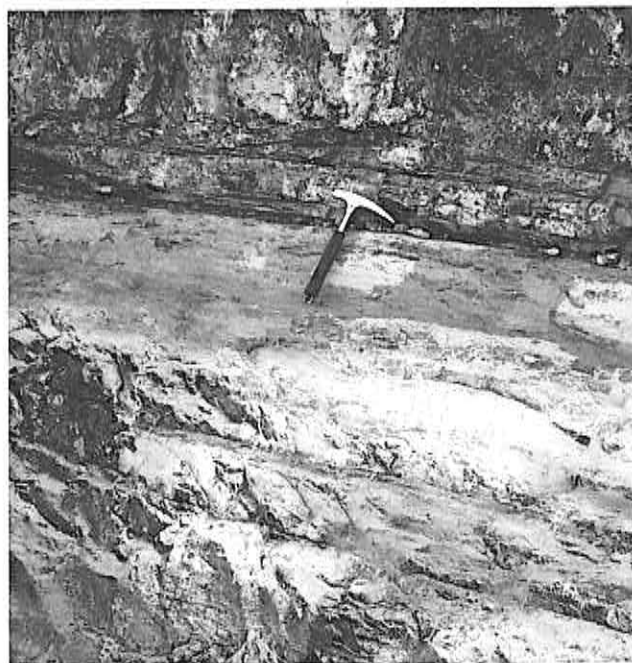


Fig. 7 - 1 Orizzonte *atepee* (Dolomia di Val d'Adige). Litofacies inter-sopratidale (b): dololutiti grigio-verdi, pseudolaminate, con intercalazioni pelitiche verdi. La particolare colorazione è dovuta probabilmente alla presenza di ferro riducente e ai prodotti piroclastici. (Val Perse).

Fig. 7 - The 1st *tepee* marker bed of the Dolomia di Val d'Adige: Inter-supratidal lithofacies (b): grey-green, pseudolaminated dololutites and intercalated green pelites. The colours of the rocks are probably related with Fe^{2+} and the presence of volcanics. (Val Perse).

embrionali, ASSERETO & KENDALL, 1977), la cui cresta può essere frammentata ed avere ai fianchi breccie intraclastiche minute. Lo spessore massimo di questa litofacies in Val Brenta è di 60 cm. La litofacies a *tepee* si ubica al tetto di cicli condensati plurimetrici (GOLDHAMMER *et al.*, 1990). Le microfacies sono rappresentate da *wackestone* e *grainstone* a gradazione inversa con intraclasti subangolosi di dimensioni variabili (da 1-2 a 6-7 mm), micritici e peloidali, talora rivestiti da lamine di probabile origine cianobatterica, frammenti di Lamellibranchi, Ostracodi, Dasycladaceae e numerosi minerali opachi. Le strutture sedimentarie più comuni sono le cavità di essiccazione e quelle di dissoluzione, con riempimenti geopetali di *crystal silt* e cementi spatici calcitici.

Associazione C: doloareniti grigio-chiare e rosate, in strati di 20-25 cm alla base e 10 cm al tetto (sequenza di *thinning upward*). Sono limitate inferiormente da una base erosionale con *wackestone* ad intraclasti neri ($\phi = 1-2$ mm) immersi in una matrice dolomitico-marnosa grigio-verde, per uno spessore massimo di 90 cm.

Litozona Mediana a cicli peritidali

Compresa tra i due Orizzonti *marker a tepee*, questa litozona si estende per uno spessore di circa 127 m. In Val Perse ed in Val Brenta Alta essa è caratterizzata da stratificazione fine e organizzazione in cicli peritidali asimmetrici sia completi che incompleti,

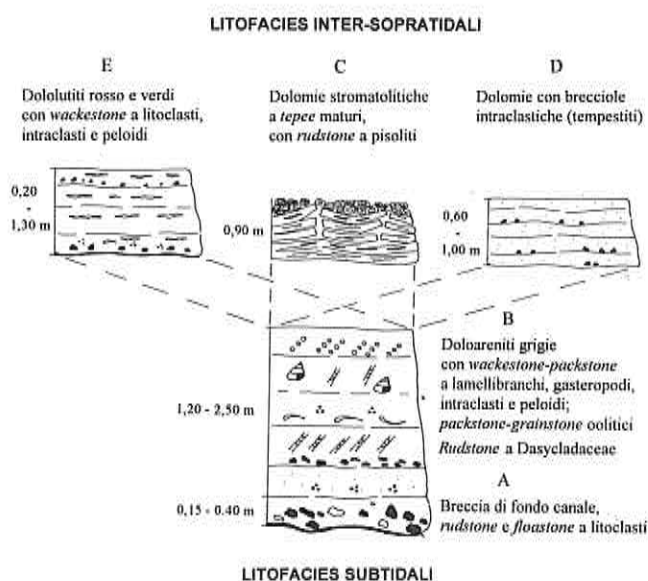


Fig. 8 - Ricostruzione del ciclo ideale presente nella Litozona mediana a cicli peritidali della Dolomia di Val d'Adige. Vedi legenda Fig. 6.

Fig. 8 - *The ideal cycle of the Dolomia di Val d'Adige, peritidal Middle Lithozone. See Fig. 6 legend.*

shallowing upward, potenti da 2.50 a 5.00 m. I cicli presentano le seguenti associazioni di litofacies (fig. 8):

1. Litofacies subtidali.

Associazione A: breccia basale. Simile alla litofacies A della Litozona inferiore, costituisce il *lag* basale del ciclo (STRASSER, 1991), delimitato da una superficie canalizzata o da un interstrato argilloso millimetrico verde. Talora si osservano depositi di fondo canale (*channel lag*) in parte embriciati, rappresentati da *floatstone* più concentrati a litoclasti con dimensioni fino a 5-8 cm (fig.9) prodotti della rielaborazione dei fanghi carbonatici (*mudstone*, *wackestone* e *packstone* contenenti abbondanti peloidi micritizzati, intraclasti scarsamente selezionati, bioclasti, Alghe dasycladaceae ricristallizzate e diffusi minerali opachi). Lo spessore di questa porzione varia da 15 a 40 cm.

Associazione B: doloareniti bioclastiche. E' rappresentata da doloareniti grigio-chiare, meglio organizzate rispetto alla sottostante Litozona, in strati di 15-30 cm alla base e 5-10 cm alla sommità del ciclo (sequenze di *shallowing* e *thinning upward*), spesso con giunti stilolitici. Questa associazione è contraddistinta da: *wackestone*, *packstone* e livelli di *rudstone* a Gasteropodi, Lamellibranchi ed Alghe Dasycladaceae (*Diplopora annulata* Schafhäütl) con-



Fig. 9 - Litozona mediana a cicli peritidali (Dolomia di Val d'Adige). Breccia basale canalizzata, eterometrica, a clasti spigolosi, fango-sostenuti ed in parte embriciati (Sentiero Violi, Val Brenta Alta).

Fig. 9 - *Dolomia di Val d'Adige, peritidal Middle Lithozone. Channelized basal breccia, exhibiting mud-supported, locally embriated, clasts (Sentiero Violi, Val Brenta Alta).*

centrate ed isorientate selettivamente a formare strutture da corrente (barre). Lo spessore dell'unità è di 1.20-2.50 m. In Val Perse si osservano *packstone-grainstone* oolitici organizzati in barre lenticolari, dello spessore massimo di 2.00 m.

2. Litofacies inter-sopratidali.

Associazione C: dolomie a *tepee*. Dolomie grigio-chiare con abbondanti fenestrate, deformate in strutture antiformali sovrapposte (*tepee* embrionali e maturi, ASSERETO & KENDALL, 1977), con elevazioni di 30 cm. Sui fianchi concavo-depressi degli strati inarcati e nelle fratture strato-concordanti e discordanti si osservano, oltre ai sedimenti laminati e ai cementi, dei *rudstone* a pisoidi ($\phi = 4-8$ mm) di origine chimica e batterica, e *fecal pellet* ben selezionati contenuti tra gli spazi dei pisoidi e spesso intrappolati dagli involucri sparitici. I nuclei sono costituiti da oncoliti, da aggregati di peloidi ovoidali e da frammenti degli stessi pisoidi (fig. 10). In Val Perse possono essere presenti dei cicli che iniziano alla base con dolomie stromatolitiche con lamine sia planari che emisferoidali congiunte (LLH), in sequenza negativa e con interstrati pelitici verdi che proseguono con lo stazionamento

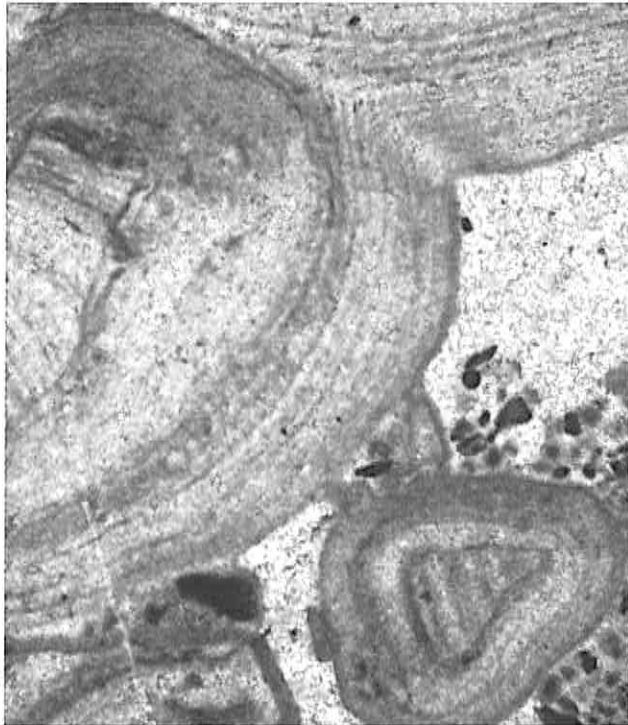


Fig. 10 - Litozona mediana a cicli peritidali (Dolomia di Val d'Adige). Litofacies inter-sopratidale (a): *rudstone* a pisoidi di origine chimica e cianobatterica, con peloidi ben selezionati contenuti negli spazi interparticellari (polarità deposizionale). X 15.8; Val Brenta Alta.

Fig. 10 - Dolomia di Val d'Adige, peritidal Middle Lithozone. Inter-supratidal lithofacies consisting of pisolithic *rudstone*. Pisolithes, both of bacterial and chemical (pisoids) origin, are well-sorted. Interparticle geopetal filling commonly consists of peloids. X 15.8; Val Brenta Alta.

batimetrico (zona intertidale).

Associazione D: dolomie con minute breccie intraclastiche. Sono dolomie grigio-chiare, in strati sottili rinsaldati di 8-10 cm, con giunti ondolato-paralleli, limitate da una base leggermente erosionale con breccie a clasti spigolosi micritici millimetrici annegati nella matrice. Lo spessore varia da 0.60 a 1.00 m.

Associazione E: dololuiti rosso-verdi. Dololuiti calcaree di colore rosso vinato, screziate in verde, con strati di 5-10 cm ondolato-paralleli e nodulari, tra i quali si inseriscono degli interstrati pelitici verdi o grigio-verdi, da millimetrici a centimetrici, in parte deformati da carico diagenetico precoce (tipo *ball and pillow*). Le microfacies sono documentate da *wackestone* a litoclasti peloidali, intraclasti, bioclasti e comuni minerali opachi. Le strutture sedimentarie, come le varie cavità fenestrali e i pori di contrazione (*sheet* e *prism crack*) irregolari, sono indicative di un ambiente deposizionale sopratidale.

II Orizzonte a *tepee*

Questo Orizzonte è particolarmente sviluppato nei versanti destro e sinistro della Val Brenta Alta (Sez. strat. n. 1, tav. allegata). Lo spessore totale è di circa 24 m ed è evidenziato da cenge evidenti, che mettono in risalto le superfici di strato, grazie anche alla favorevole giacitura debolmente a franapoggio (330° N/ 10°). Questo II Orizzonte è contraddistinto da cicli peritidali a scala metrica *shallowing upward* simili a quelli del I Orizzonte, all'interno dei quali l'intervallo inter-sopratidale è il più sviluppato. L'organizzazione delle litofacies dei cicli è la seguente (fig. 11):

1. Litofacies subtidali.

Dolomie grigio-chiare in strati di 15-20 cm, con superfici di strato ondolato-parallele ed erosionali, a chiusura laterale; alla base si osserva una breccia a clasti spigolosi neri, fango-sostenuti. Verso l'alto, per uno spessore totale di 1.50-2.00 m, si succedono dolomie saccaroidi in strati di 3-15 cm, ondolato-paralleli con *packstone* e *grainstone* ad Alghe Dasycladaceae (fig. 12), intraclasti, litoclasti ed oncoliti.

2. Litofacies inter-sopratidali.

Associazione A: Doloareniti fini calcaree di colore rossastro, screziate in verde, in strati di 8-15 cm ondolato-paralleli, costituite da *wackestone-packstone* ad intraclasti, peloidi (*fecal-pellet*), Ostracodi a parete perforata, Foraminiferi bentonici (*Glomospira* sp.?, *Involutininae*?), Alghe dasycladaceae, con comuni ossidi di ferro. Sono frequenti le strutture di essiccazione a scala macroscopica che deformano gli strati e producono fanghi poligonali (*mud crack*) con *flat-pebble conglomerate*, e le strutture

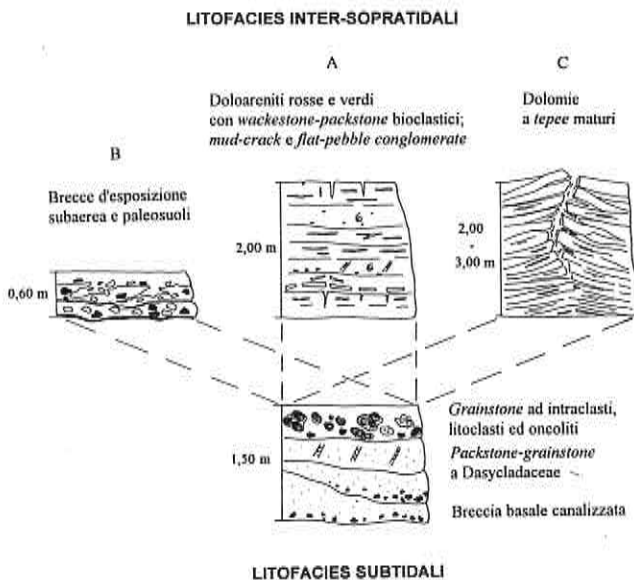


Fig. 11 - Ricostruzione del ciclo ideale presente nel II Orizzonte a *tepee* della Dolomia di Val d'Adige. Vedi legenda Fig. 6.

Fig. 11 - The ideal cycle of the Dolomia di Val d'Adige 2nd *tepee* marker horizon. See Fig. 6 legend.



Fig. 12 - II Orizzonte a *tepee* (Dolomia di Val d'Adige). Litofacies subtidale: packstone-grainstone ad oncoliti, litoclasti ed intraclasti; particolare di un oncolite che avviluppa un tallo di Dasycladacea in sezione trasversale. (X 17.5; Val Brenta Alta).

Fig. 12 - Dolomia di Val d'Adige 2nd *tepee* horizon. Subtidal lithofacies: packstone-grainstone with oncolites, lithoclasts and intraclasts. Detail of oncolite enveloping a dasycladacean thallus (X 17.5; Val Brenta Alta).



Fig. 13 - II Orizzonte a *tepee* (Dolomia di Val d'Adige). Litofacies inter-sopratidale (b): breccia d'esposizione subaerea, poligenica, eterometrica con clasti subangolosi immersi in matrice rossa ed ocra laminata. (Sentiero Violi q. 1950 m).

Fig. 13 - 2nd *tepee* horizon (Dolomia di Val d'Adige). Inter-supratidal lithofacies (b): subaerial exposure surface, polygenetic, breccia with mud-supported clasts. The matrix is a laminated reddish and ochre argillaceous dolomicrite. (Sentiero Violi, 1950 m a.s.l.).

come le cavità di dissoluzione e di contrazione (*sheet* e *prism crack*) a scala microscopica.

Associazione B: breccie d'esposizione subaerea e paleosuoli. Livelli a breccie poligeniche, eterometriche con clasti spigolosi o subangolosi immersi in una matrice rossa ed ocra laminata (pigmentazioni diagenetiche), (fig. 13). Gli strati sono lenticolari ed ondulati, separati da interstrati pelitici verdi e da filoni strato-concordanti e discordanti, riempiti di matrice argillosa rossa; lo spessore massimo è di 60 cm. La microfacies consiste in *floatstone* a litoclasti (composti a loro volta da *packstone* a peloidi, intraclasti, bioclasti con Ostracodi ed Alghe). Sono presenti abbondanti minerali opachi.

Associazione C: dolomie a *tepee*. Dolomie grigio-chiare e scure in strati di 5-10 cm, inarcati in strutture a *tepee* embrionali e maturi come nel I Orizzonte marker (potenza pari a 3.00 m), (fig. 14).

Anche in Val Perse ricorrono con frequenza, sottolineando le parti sommitali dei cicli, i livelli di dololutiti marnose grigio-verdi (FISCHER, 1964; BECHSTÄDT, 1979) con breccie a clasti spigolosi fango-sostenuti (dello spessore massimo di 80 cm), a cui



Fig. 14 - Il Orizzonte a *tepee* (Dolomia di Val d'Adige). Litofacies inter-sopratidale (c): dolomie grigio-chiare in strati decimetrici, inarcati a dare una struttura a *tepee*, con cavità strato-concordanti e discordanti. (Sentiero Violi q. 2010 m).

Fig. 14 - 2nd *tepee* horizon (Dolomia di Val d'Adige). Intersupratidal lithofacies (c): well-bedded, light-grey dolomite, buckled and tilted upwards to form *tepee* structures with syndepositional cavities (both parallel and cross-cutting the bedding planes) filled by cements and internal sediments. (Sentiero Violi, 2010 m a.s.l.).

si intercalano orizzonti di argilliti fissili verdastre (fino a 10 cm) e *tepee* associati a sedimenti laminati rossi e verdi.

Litozona Superiore a cicli peritidali

Questa litozona è limitata, alla base dal II Orizzonte a *tepee* e al tetto dal primo livello di terrigeno fine della Formazione di Raibl. La potenza è di circa 96 m. In Val Brenta Alta, nelle sue porzioni stratigraficamente più basse, appare organizzata in sequenze di cicli peritidali ritmici, in gran parte incompleti (Sez. strat. n.1, tav. allegata). Verso l'alto i cicli tendono ad essere più amalgamati. Ciascun ciclo peritidale, delineando una tendenza regressiva (*thinning upward* e *shallowing upward*), ha uno spessore di 2.50-4.00 m, e consiste delle seguenti associazioni di litofacies (fig. 15):

1. Litofacies basali.

Associazione A. La superficie di base da debolmente erosionale a canalizzata, mostra un deposi-

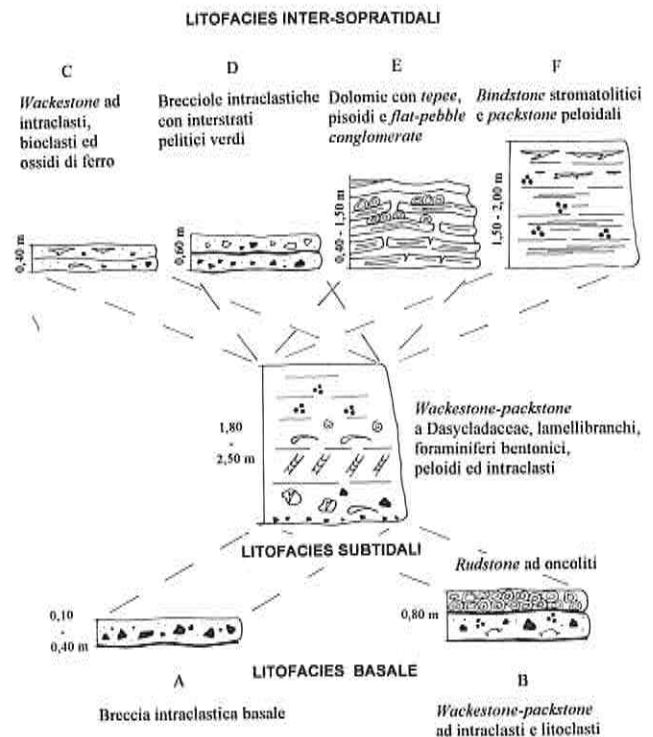


Fig. 15 - Ricostruzione del ciclo ideale presente nella Litozona superiore a cicli peritidali della Dolomia di Val d'Adige. Vedi legenda Fig. 6.

Fig. 15 - The ideal peritidal cycle of the peritidal Upper Lithozone of the Dolomia di Val d'Adige. See Fig. 6 legend.

to paraconglomeratico poligenico, a volte con gradazione diretta, con clasti immersi in una matrice dolomitico-marnosa, simile alla litofacies A delle due precedenti Litozone. La potenza è variabile tra 10 e 40 cm.

Associazione B. Doloareniti debolmente calcaree, di colore grigio chiaro disomogeneo, organizzate in strati di 15-30 cm con giunti millimetrici dolomitico-marnosi di colore verde. Lo spessore è di circa 80 cm. In sezione sottile si osservano *wackestone-packstone* a litoclasti subangolari millimetrici (composti da *bindstone* stromatolitici, con *pellet*, intraclasti ed Ostracodi) e ad intraclasti micritici subarrotondati, scarsamente selezionati. Talora si osserva una gradazione inversa degli allochimici (fig. 16). In altri casi si trovano dei *grainstone-rudstone* ad oncoliti isolate e/o aggregate le cui dimensioni variano da 0.5 a 6-7 mm, con gradazione inversa e buona selezione. Il nucleo, costituito da *fecal pellet*, minuti intraclasti ed oncoliti, è rivestito da lamine algali e/o batteriche irregolari, che possono anche avviluppare più oncoliti.

2. Litofacies subtidali: sono rappresentate da

doloareniti passanti localmente a doloareniti grigio-chiare, in strati di 35-45 cm alla base e di 10-15 cm alla

sommità, con giunti piano-paralleli, a volte debolmente ondulati e stilolitici. Lo spessore è variabile da 1.80 a 2.50 m. Le microfacies subtidali consistono in *wackestone*, *packstone* e *grainstone* ad Alghe Dasycladaceae ben selezionate ed isorientate (fig. 17), con subordinati peloidi, intraclasti micritici subarrotondati, valve di Lamellibranchi e rari Foraminiferi bentonici (*Involutininae*). Tra le alghe Dasycladaceae si nota la scomparsa di *Diplopora annulata* Schafhäütl e la progressiva comparsa di *Chypeina besici* Pantic. In questa litofacies si osservano, infine, superfici di condensazione e lacune temporali nella deposizione.

Verso le porzioni più elevate della Litozona le litofacies più caratteristiche consistono in *wackestone* pellettiferi, a litoclasti subarrotondati (ϕ da 1-2 mm fino a 1.5 cm) contenenti peloidi, frammenti algali, piccoli intraclasti, Alghe dasycladaceae, valve disarticolate di Ostracodi e quarzo autigeno, probabilmente pseudomorfo di evaporiti.

3. Litofacies inter-sopratidali. Come per le sopracitate Litozone si osservano:

Associazione C: dololuiti marnose rosso-verdi.
Associazione D: brecciole intraclastiche.



Fig. 16 - Litozona superiore a cicli peritidali (Dolomia di Val d'Adige). Litofacies (b): *wackestone* a litoclasti rielaborati, composti da *bindstone* stromatolitici, da *packstone* a peloidi, intraclasti e bioclasti. (X 15.8; Val Brenta Alta).

Fig. 16 - The peritidal Upper Lithozone of the Dolomia di Val d'Adige. Lithofacies (b): *wackestone* with lithoclasts consisting of stromatolithic *bindstones* and peloidal, intraclastic *packstones*. (X 15.8; Val Brenta Alta).

Associazione E: dolomie con *tepee*.
Associazione F: dolomie stromatolitiche.

2.2.2. Variazioni laterali e correlazioni

La successione ladinico-carnica, è stata ricostruita studiando le seguenti Sezioni Stratigrafiche di dettaglio (da sud-ovest verso nord-est):

- | | |
|----------------|--|
| 1. Sez. strat. | Crozzon di Brenta |
| 2. " " | Cima Margherita |
| 3. " " | Ai Brentei |
| 4. " " | Rifugio A. e M. ai Brentei
(versante destro e sinistro) |
| 5. " " | Naso dei Massodi |
| 6. " " | Val Perse |

La tavola che mostra le correlazioni litostratigrafiche è stata elaborata utilizzando come livello di riferimento fondamentale la base della Dolomia Principale. Tale *datum* è arbitrariamente orizzontalizzato,



Fig. 17 - Litozona superiore a cicli peritidali (Dolomia di Val d'Adige). Litofacies subtidale: *grainstone* ad Alghe Dasycladaceae (*Diplopora annulata* Schafhäütl) ben selezionate ed isorientate; sono riconoscibili due generazioni di cementi e i riempimenti geopetali interni ai talli. (X 15.8; Val Brenta Alta).

Fig. 17 - The Dolomia di Val d'Adige peritidal, Upper Lithozone. Subtidal lithofacies: *grainstone* with well sorted, dasycladacean algae (*Diplopora annulata* Schafhäütl) thallii exhibiting the same orientation. Two generations of cements can be observed, as well as geopetal fillings. (X 15.8; Val Brenta Alta).

presupponendo che la superficie deposizionale corrispondente fosse in origine orizzontale o quasi (Tavola delle Correlazioni litostratigrafiche allegata).

La migliore esposizione della Dolomia di Val d'Adige (? Ladinico inf.-Carnico inf.) è in Val Perse (Sez. strat. n.8) dove è osservabile il letto della successione al tetto del Conglomerato omonimo. Di conseguenza, la Litozona Inferiore a cicli peritidali affiora solo in questa valle.

Il soprastante I Orizzonte *atepee* è caratterizzato, spostandosi dalla Val Brenta Alta (Sez. strat. n.1) alla Val Perse (Sez. strat. n.8), da significative variazioni laterali di facies, pur mantenendo gli spessori costanti ed un trend regressivo con emersioni generalizzate nella piattaforma carbonatica. Infatti, la porzione subtidale del ciclo presenta litofacies simili, mentre l'intervallo carbonatico inter-sopratidale viene sostituito dalle dololutiti marnose verdi o grigio-verdi, deformate e frammentate per l'esposizione. Ciò farebbe pensare alla transizione, procedendo verso est, dalla piattaforma carbonatica interna verso una piana a sedimentazione mista e fangosa.

La Litozona mediana organizzata in cicli peritidali (*shallowing upward*), conserva lateralmente l'articolata fisiografia della piana tidale.

I frequenti livelli a megapoligoni di essiccamento (II Orizzonte *atepee*) in Val Brenta Alta vengono sostituiti da breccie di esposizione subaerea con paleosuoli (Sez. strat. Rif. Ai Brentei, versante sinistro n. 5 e lungo il sentiero Violi a quota 1830 m). In Val Perse a questi livelli subentrano le litofacies dololutitiche verdi e un orizzonte brecciato, potente 60 cm, con clasti spigolosi di dimensioni da 1-2 cm a 5-8 cm, cementati ed interessati da pigmentazioni diagenetiche verdi e rosate.

Alla base della Litozona superiore i livelli *atepee* (Val Brenta Alta, ai Brentei e in Val Perse) sono facilmente correlabili. Risalendo la serie altri livelli deformati per esposizione subaerea (Sez. strat. n.1) vengono sostituiti, verso il lato destro della valle (Sez. strat. n. 6), da una breccia potente 2,50 m. I litoclasti in essa presenti sono dispersi in una matrice di *wackestone* ad Alghe dasycladaceae (*Clypeina besici* Pantic), bioclasti e rari intraclasti. Questo livello viene interpretato come una tasca erosionale.

2.2.3. Interpretazione ambientale

Le associazioni di litofacies della Dolomia di Val d'Adige identificano ambienti di piattaforma carbonatica interna, in cui la piana tidale era solcata dai canali di marea distinguibili per i depositi delle facies di fondo canale, e caratterizzata da correnti che potevano rielaborare i sedimenti della piana, accumulando bioclasti (Alghe dasycladaceae in abbondanza),

intraclasti, peloidi, litoclasti poco diversificati ed oncoliti. In questo scenario si avvicendavano aree ad energia minore, quali lagune a circolazione più o meno limitata, baie protette e distese intertidali di intercanale, coperte dai tappeti algali (Litozona mediana e superiore a cicli peritidali). I settori inter-sopratidali erano soggetti all'esposizione subaerea e all'essiccamento dei sedimenti della piana fangosa (Val Perse) e mista (Val Brenta Alta) con *mud-crack* e *tepee* saltuariamente rimaneggiati da uragani e mareggiate (livelli a tempestiti). Come risposta a variazioni eustatiche e climatiche l'apporto di terrigeno fine (argilla/pelite) poteva variare in quantità fino ad inquinare le parti più interne della piana (Litozona inferiore). Durante le fasi di stazionamento basso del livello del mare relative a marcate oscillazioni eustatiche (I e II Orizzonte *atepee*) la piattaforma andava incontro ad esposizioni ripetute e prolungate nel tempo, con formazione di *tepee* e di paleosuoli in Val Brenta Alta. Contemporaneamente a queste fasi regressive che causavano lacune deposizionali, in Val Perse si verificava un cospicuo aumento del terrigeno fine, trasportato in sospensione dalle aree emerse e probabilmente anche di natura eolica.

2.2.4. Considerazioni biostratigrafiche

Uno degli obiettivi di questo studio è quello di discriminare temporalmente la piattaforma carbonatica ladinica da quella carnica.

Questo problema si presenta anche per il Sudalpino orientale, quando le piattaforme carbonatiche giacciono direttamente l'una sull'altra e sono distinguibili solo ai margini, dove vengono separate da lingue di depositi bacinali (DE ZANCHE, 1990).

Nella Dolomia di Val d'Adige delle Dolomiti di Brenta lo studio delle microfacies ha messo in evidenza la presenza esclusiva di Alghe Dasycladaceae, quale strumento biostratigrafico di datazione relativa. Inoltre l'analisi microstratigrafica è difficile a causa dell'intensa diagenesi con i fenomeni di dolomitizzazione che hanno in parte o completamente obliterato le tessiture originarie.

Le Litozone inferiore e mediana a cicli peritidali, con i due Orizzonti *atepee*, sono dominate dall'associazione di *Diplopora annulata* Schafhäütl che ha una distribuzione Anisico sup.-Ladinico (OTT, 1972). Tuttavia la sua presenza si registra anche poco sopra il II Orizzonte *atepee*. Questo secondo *marker* quindi potrebbe corrispondere alla fase regressiva regionale e all'emersione delle piattaforme carbonatiche riconosciuta nel Ladinico sommitale da ZAMPIERI (1987).

La scomparsa della *Diplopora annulata* Schafhäütl a circa 40 m sopra il citato II Orizzonte e la sporadica presenza della *Clypeina besici* Pantic in

corrispondenza di una più alta fascia a *tepees* nella Litozona superiore a cicli peritidali, consentono di posizionare il limite Ladinico-Carnico tra i due livelli di emersione o in coincidenza di quello più elevato nella serie.

2.2.5. Stratigrafia fisica

Cicli di ordine minore

Il riconoscimento di cicli peritidali all'interno della Dolomia di Val d'Adige permette di elaborare le seguenti considerazioni (Tavola allegata).

Nell'ambito della Litozona inferiore la porzione più bassa (47 m) è costituita da cicli prevalentemente subtidali a scala metrica di tipo amalgamato, separate da rari livelli di esposizione subaerea. Questi possono essere il risultato di oscillazioni mancate, che non hanno portato all'emersione il *top* della piattaforma (GOLDHAMMER *et al.*, 1990). La porzione superiore (102 m) invece, è rappresentata da cicli peritidali ritmici asimmetrici, *thinning upward* e *shallowing upward*, dello spessore di 2.50-4.00 m. Questi cicli regressivi sono composti da una sottile porzione trasgressiva e da una predominante componente regressiva. Sono presenti, tuttavia, dei cicli *shallowing upward*, non però così marcatamente asimmetrici, con alla base facies intertidali, testimoniando il graduale approfondimento batimetrico. Seguono le facies francamente subtidali ed inter-sopratidali, che possono a volte mancare, ed essere sostituite da una superficie erosionale disconforme (cicli incompleti, FISCHER, 1991; BOSELLINI, 1967).

Questi cicli (55 cicli di V ordine), nel loro insieme, sono organizzati in sequenze di 3 o 5 cicli individuali (14 sequenze di IV ordine) e mostrano una tendenza generale di *shallowing upward* che porta, in accordo con il *trend* regressivo generalizzato, alla graduale riduzione della porzione subtidale in favore degli intervalli inter-sopratidali. I cicli regressivo-trasgressivi, quando sono presenti, marciano l'inizio del megaciclo (GOLDHAMMER *et al.*, 1990).

Il I Orizzonte a *tepee* è rappresentato da una serie di cicli sovrapposti, a scala metrica, all'interno dei quali l'intervallo inter-sopratidale è maggiormente sviluppato. I 9 cicli di V ordine sono raggruppabili in 3 cicli di IV ordine condensati (GOLDHAMMER *et al.*, 1990), con al tetto degli orizzonti a *tepee*.

La Litozona mediana è contraddistinta da cicli di V ordine, dello spessore variabile da 2,50 a 5,00 m, completi ed incompleti, di tipo asimmetrico (trasgressivo-regressivi). Questi cicli (53) sono organizzati in sequenze di ordine maggiore, a scala decametrica (da 5 a 12 m), per un totale di 14 sequenze cicliche, che rispecchiano la ricorrente ten-

denza regressiva.

In Val Perse si segnalano anche cicli regressivo-trasgressivi che mostrano alla base strati in sequenza negativa con facies stromatolitiche ed interstrati pelitici verdi (spessore: 1.00 m).

Questa Litozona è sovrastata dal II Orizzonte a *tepee* organizzato in 2 sequenze di IV ordine.

La Litozona superiore a cicli peritidali evidenzia una serie di 35 cicli di V ordine, a scala metrica (2.00-3.60 m), asimmetrici, nella maggior parte incompleti. Essi sono racchiusi in 13 sequenze plurimetriche, di IV ordine, con tendenza *shallowing upward*.

La tematica deposizionale della Dolomia di Val d'Adige prevede una organizzazione a cicli peritidali, a scala metrica (cicli probabilmente milankovitchiani di V ordine, indotti probabilmente dalla precessione degli equinozi, con un periodo della durata media di 21000 anni; HINNOV & GOLDHAMMER, 1991), a cui si sovrappongono, per interferenza, delle oscillazioni eustatiche che producono sequenze regressive di IV ordine (dovute all'eccentricità dell'orbita, con un periodo medio di 100000 anni), a scala decametrica, e sequenze di III ordine pluridecametriche (della durata di uno o più milioni di anni, HAQ *et al.*, 1987).

Sequenze deposizionali di III ordine

Risulta difficile stabilire le cause di fondo di questa ciclicità peritidale. Se da una parte risulta accettabile il modello glacio-eustatico, basato sui cicli climatici di Milankovite (FISCHER, 1991) per spiegare una così rigorosa ritmicità, la gerarchia dei cicli e le fasce a *tepee* ravvicinati nella successione, dall'altra le correlazioni litostratigrafiche hanno messo in evidenza la chiusura laterale di alcuni livelli canalizzati e la non corrispondenza di alcune facies, testimoniando la variabilità fisiografica nello spazio e nel tempo, secondo un modello autociclico (GINSBURG, 1971).

In questo modo è necessario invocare entrambe le cause che possono aver contribuito, ora alternativamente, ora contemporaneamente, a realizzare un tale *record* stratigrafico.

La prima sequenza di III ordine (fig. 18) inizia alla base del Conglomerato della Val Perse (che rappresenta il *Lowstand System Tract*, LST), dove dovrebbe essere presente una discontinuità stratigrafica. L'inizio della sedimentazione delle facies della piattaforma carbonatica rappresenta il *Transgressive System Tract* (TST). Essa si sviluppa per un totale di 165.6 m e comprende la Litozona inferiore con alla sommità il I Orizzonte a *tepee* (*Highstand System Tract*, HST) che chiude la sequenza regressiva. L'età di questa sequenza potrebbe essere Anisico sup.-Ladinico inf. e di conseguenza potrebbe corrispondere alla sequenza *La 1* di DE ZANCHE *et al.* (1993), identificata in Val d'Adige dal-

la Dolomia dello Sciliar edificio inferiore. Questa prima sequenza inoltre potrebbe corrispondere alla sequenza A2-L1 caratteristica della Formazione di Prezzo e di Buchenstein (GAETANI *et al.*, 1995) in Lombardia.

La seconda sequenza, si estende per un spessore di 139 m, comprende la Litozona mediana ed il II Orizzonte a *tepee*, con evidenti e marcate emersioni della piattaforma. Questa sequenza potrebbe corrispondere alla sequenza La 2 della Val d'Adige (Dolomia dello Sciliar edificio superiore, DE ZANCHE *et al.*, 1993), oppure all'amalgamazione delle sequenze La 2 e La 3. Inoltre potrebbe correlarsi con le

sequenze L2 e L3 tipiche del Calcere di Esino e del Calcere Rosso (GAETANI *et al.*, 1995) in Lombardia.

La terza sequenza, inserita entro la Litozona superiore a cicli peritidali per uno spessore di circa 96 m, termina in corrispondenza dell'ultimo orizzonte a *tepee* situato al tetto della Litozona superiore. Quest'ultima sequenza potrebbe corrispondere in Val Camonica ed in Val Giudicarie alla sequenza C1 della Formazione di Breno e del Calcere Metallifero Bergamasco.

2.2.6. Considerazioni diagenetiche

La dolomitizzazione è il più importante fenomeno diagenetico osservabile nella Dolomia di Val d'Adige, e ne oblitera le originali caratteristiche mineralogiche, chimiche e tessiturali.

L'analisi petrografica delle tessiture ha permesso di distinguere i seguenti quattro tipi di dolomite utilizzando i criteri di SIBLEY e GREGG (1987):

Tipo 1: dolomite afanitica, scura, mimetica, riconoscibile nelle stromatoliti planari e sferoidali, nei peloidi, ai bordi delle Alghe dasycladaceae (fig. 18), dei bioclasti e nella massa di fondo micritica. Osservata al SEM questo tipo di dolomite presenta bordi dei cristalli da non planari a planari- s e, meno frequentemente, planare- e ($\phi = 4 \mu$, BORSATO & FRISIA, 1992). Questa dolomite, che assomiglia al tipo 1 riconosciuto da FRISIA (1991), dovrebbe essere precipitata a seguito di un unico evento di nucleazione su di un substrato dove i siti di nucleazione erano distribuiti omogeneamente con densità elevata.

Tipo 2: dolomite polimodale, non mimetica, con cristalli con bordi da non planare a planare- s (ϕ da 10-20 μ a 100 μ) con estinzione uniforme. Sostituisce le porzioni interne degli allochimici (Alghe dasycladaceae e bioclasti in genere) e parte della matrice. Questa dolomite, di transizione tra il tipo 2 ed il tipo 3, riconosciuta da FRISIA (1991), dovrebbe essersi formata o in seguito a fenomeni consecutivi di nucleazione e crescita o per nucleazione avvenuta in siti distribuiti eterogeneamente o grazie a variazioni di velocità di crescita.

Tipo 3: dolomite di *void filling*, polimodale, mimetica, con cristalli da planare- s a planare- e ($\phi = 100-200 \mu$) di aspetto bruno, caratterizzati da un aumento delle dimensioni, centripeto rispetto agli spazi interparticellari ($\phi = 300-500 \mu$), (fig. 17-18). Questo tipo di dolomite è presente nelle cavità di dissoluzione e di allargamento di spazi originari o nelle cavità di contrazione e di essiccamento planari (*sheet crack*) ed irregolari che possono coalescere fino a frammentare il sedimento. Talora queste cavità sono parzialmente riempite alla base da un sedimento interno che consiste in cristallini calcitici romboedrici ($\phi = 50-100$

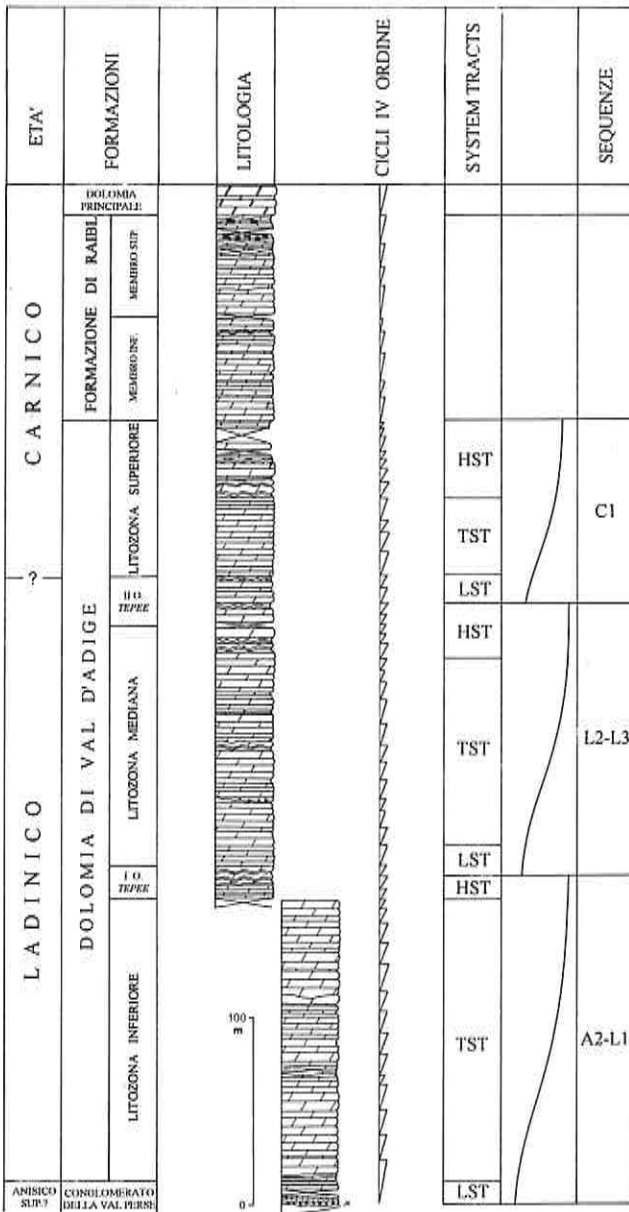


Fig. 18 - Ciclostratigrafia della successione anisico sup-carnica in Dolomiti di Brenta, con cicli di IV ordine inseriti in sequenze di III ordine.

Fig. 18 - Cyclostratigraphy of the Late-Anisian-Carnian succession of the Brenta Dolomites with 4th-order and 3rd-order cycles.

fino a 3500 μ). In qualche caso si è riconosciuta, malgrado la dolomitizzazione, una prima generazione di cementi isopachi d'incrostazione e/o a palizzata a fibre corte, (indice di precipitazione in ambiente freatico-marino) e cementi a "dente di cane" (che indicano circolazione di acque meteoriche). Segue una generazione più tardiva di cementi con sparite granulare a drusa. A differenza del tipo 1 e 2, la dolomite del tipo 3 è l'unica a mostrare in catodoluminescenza almeno due generazioni di crescita con luminescenza rossastra-rosso cupo. Questo tipo di dolomite *void filling*, simile al tipo 5 riconosciuto da FRISIA (1991), dovrebbe essersi formata durante le prime fasi del seppellimento.

Tipo 4: dolomite mimetica, unimodale con cristalli ad abito planare- \bar{s} e più frequentemente planare- \bar{e} ($\phi = 100-200 \mu$), che sostituisce un cemento d'incrostazione intorno agli intraclasti pelitici. Si osservano anche cristalli per lo più zonati e con abito non planare ($\phi = 10-50 \mu$) che "invadono" gli allochimici con distribuzione polimodale e che obliterano la massa di fondo. La distribuzione polimodale, le dimensioni considerevoli, le zonature e gli abiti frequentemente planari- \bar{s} e non planari possono indicare la crescita in periodi successivi influenzata da fluidi idrotermali.

Dalle sole osservazioni petrografiche i tipi 1 e 2 potrebbero essersi formati durante la diagenesi relativamente precoce, mentre per i tipi 3 e 4 ci sono indicazioni per una precipitazione polifasica durante il seppellimento da relativamente poco profondo a profondo con l'intervento di fluidi idrotermali. Non avendo dati chimici si può solo speculare sull'evoluzione diagenetica della Dolomia di Val d'Adige, tuttavia le osservazioni sono sufficienti per affermare che la storia diagenetica si discosta da quella riconosciuta per la soprastante Dolomia Principale. Infatti il fenomeno della dolomitizzazione che contraddistingue la Dolomia Principale è avvenuto quasi completamente in uno stadio diagenetico precoce (superficiale o di seppellimento poco profondo) ed in misura minore con il seppellimento più profondo (FRISIA, 1991) in un'area che corre praticamente dagli Appennini fino all'Ungheria.

Il Ladinico non sembra un periodo di pervasive dolomitizzazioni regionali nel Sudalpino, infatti le piattaforme carbonatiche sono calcaree sia in Lombardia (Calcere di Esino) che in Dolomiti occ. (Calcere del Latemar e Calcere della Marmolada). Spesso, almeno per le aree dolomitiche, la dolomitizzazione appare legata a fenomeni idrotermali riconoscibili anche sulla base della presenza di fronti di dolomitizzazione (WILSON *et al.*, 1990), correlabili al vulcanismo del Trias med.-sup.

Nel nostro caso, in Dolomiti di Brenta, non si osservano fronti di dolomitizzazione, tuttavia VENZO & FUGANTI (1965) nella zona della Mendola ricono-

scono all'interno della successione di piattaforma anisico sup.-carnica, porzioni completamente dolomitizzate (dolomie cristalline) e porzioni con relitti del precursore (calcarei dolomitici con fantasmi di allochimici).

Quindi si può ipotizzare che per la Dolomia di Val d'Adige l'evento dolomitizzante più importante sia legato a fluidi idrotermali ladinico-carnici, più che a fenomeni precoci di evaporazione di acque marine e riflusso di fluidi densi ed evaporati attraverso la piattaforma responsabili della dolomitizzazione pervasiva della Dolomia Principale. Il fenomeno idrotermale potrebbe avere dolomitizzato anche eventuali dolomie precoci, la cui presenza è ipotizzabile negli intervalli inter-sopratidali, e, di conseguenza, avrebbe generalizzato il fenomeno dei bordi non-planari che caratterizzano dolomiti formatesi a temperature più elevate di quelle superficiali. Per questo motivo l'evento dolomitizzante della Dolomia di Val d'Adige ci sembra diverso da quello della soprastante Dolomia Principale.

2.3. Formazione di Raibl (Carnico superiore)

Nelle Dolomiti di Brenta, WIEBOLS (1938) accennò alla presenza degli "Strati di Raibl" a sud di malga Stablei (erroneamente secondo TREVISAN, 1939) dove, alla base della Dolomia Principale, affiorano dolomie finemente stratificate, bituminose e calcari mamosi fossiliferi. Ne negò, invece, la presenza in Val Brenta Alta, dove TREVISAN (1939) identificò la parte superiore del "Rabliano" "alla base del Crozzon, sotto i banchi di dolomia spesso scura e molto cariata, che contengono un gran numero di impronte di *Worthenia escheri* Stopp. (*solitaria* Ben) appaiono alcuni sottili strati calcarei, privi di fossili, con qualche rara intercalazione di diaspri variegati". Questo particolare orizzonte è visibile in Val Perse lungo il sentiero O. Orsi "scavato in una fascia dello spessore di 4-5 m di calcari compatti lastriiformi (lastre anche sottili più di un centimetro) di color grigio nocciola."

PURTSCHELLER (1962) descrisse, in un lavoro di petrografia e sedimentologia sulla Dolomia Principale, una facies che invece deve essere attribuita alla Formazione di Raibl: si tratta della "facies a quarzo", riconosciuta ai piedi di Cima Margherita e al Naso dei Massodi.

Spostandosi a SW delle Dolomiti di Brenta, nel Bacino di Tione, il Carnico fu segnalato per la prima volta da TREVISAN (1939) con "arenarie rosse piuttosto friabili e calcari grigi in lastre sottili" nel versante orientale del M. Gaggio e M. Amolo. PELOSO e VERCESI

(1982, 1985) descrissero entro la monotona successione dolomitica ladinico-carnica-norica della zona di Tione depositi clastici (breccie intraformazionali) di età carnica, riconducibili alla Formazione di Raibl, potenti oltre 100 m. La litologia, estremamente variabile, comprende: marne calcaree, marne argillose, breccie e puddinghe eterometriche a clasti di età anisico-ladinica, marne con intercalazioni calcarenitiche, calcari oncolitici, calcari micritici con intercalazioni di peliti verdi e vinate e calcari dolomitici.

Nell'area studiata il limite inferiore con la sottostante Dolomia di Val d'Adige è netto, messo morfologicamente in risalto da una cengia che corrisponde alla comparsa del primo interstrato marnoso-argilloso.

Il limite superiore con la Dolomia Principale (Membro Peritidale inferiore, FRISIA, 1991; RINALDO, 1993) è di tipo transizionale, marcato da una cengia ben visibile, documentato dalla comparsa verso l'alto di *Megalodon gümbeli* Stoppani e di *Worthenia escheri* Stoppani (*Worthenia contabulata* Costa).

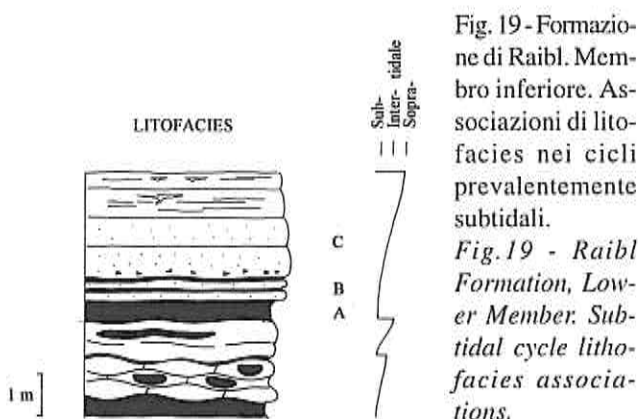
In Val Brenta Alta (Sezione Strat. n. 1, tav. allegata), in corrispondenza del Naso dei Massodi, lungo il sentiero O. Orsi, e alla base di Cima Roma e di Cima della Vallazza, lo spessore di questa unità è di circa 98 m.

Come la Dolomia di Val d'Adige, la Formazione di Raibl affiora in Val Brenta Alta, nel versante orientale che volge verso Molveno lungo la Val Perse e sul versante meridionale del Monte Ridont e di Cima Clamer.

2.3.1. Analisi di facies

È possibile riconoscere all'interno della Formazione di Raibl due Membri:

1) Il Membro inferiore si distingue dalla sottostante Dolomia di Val d'Adige per la comparsa di argille marnose, sia come intercalazioni che come frazione inquinante le facies carbonatiche. La successione è costituita da due tipi cicli: I) prevalentemente subtidali; II) peritidali simmetrici.



Le associazioni di litofacies (fig. 19) del I tipo sono:

A: argilliti marnose grigio-nere. Rappresentano la base della Formazione di Raibl (Naso dei Massodi, Val Perse) per uno spessore variabile da 1 a 50 cm. Le argilliti sono estremamente fissili, quasi sempre in associazione con la litofacies B, fasciando gli strati nodulari.

B: dololutiti con ossidi di ferro. Di colore grigio chiaro sono organizzate in strati sottili (da 1 a 10 cm), con giunti ondulato-paralleli e debolmente nodulari, fortemente arricchite in ossidi di ferro. Si intercalano interstrati argillosi (litofacies A).

C: dolomie micritiche subtidali. Si tratta di dolomie grigio chiare micritiche in strati decimetrici con giunti da ondulato-paralleli a nodulari. Talora si osservano superfici erosionali con alla base minute breccie intraclastiche. Gli strati contengono orizzonti parzialmente silicizzati, liste e noduli di selce nera e bianca. Lo spessore è pari a 1,20 m.

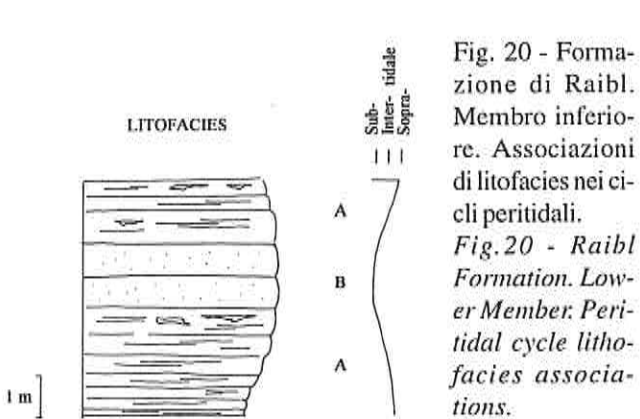
II) I cicli peritidali simmetrici si intercalano ai precedenti e sono caratterizzati da una porzione inter-sopratidale basale con (fig. 20):

A: dolomie stromatolitiche. Dolomie marrone-ocra in alterazione e grigio-brune in frattura, organizzate in sequenza *thickening upward*, con strati separati da giunti stilolitici di 5-15 cm alla base e 50-60 cm al tetto. Le microfacies sono rappresentate da *bindstone* a stromatoliti planari, ricche in strutture di essiccazione (cavità fenestrali e *mud-crack*). Lo spessore varia da 1,50 a 2,80 m.

Queste litofacies sono ricoperte da:

B. Dolomie intra-bioclasiche subtidali, grigio chiare e scure, organizzate in strati di 20-30 cm con giunti piano-paralleli. Il contenuto fossilifero è scarso. Lo spessore varia da 0,60 a 2,00 m.

2) Il Membro superiore è caratterizzato dall'intensificarsi delle intercalazioni argilloso-marnose e delle dolomie a noduli silicei. La successione è composta da cicli francamente subtidali a scala metrica, asimmetrici (trasgressivo-regressivi), che iniziano alla base con argilliti marnose nere (Litofacies A), sostituite talora da dololutiti marnose (Litofacies B) e dolosiltiti



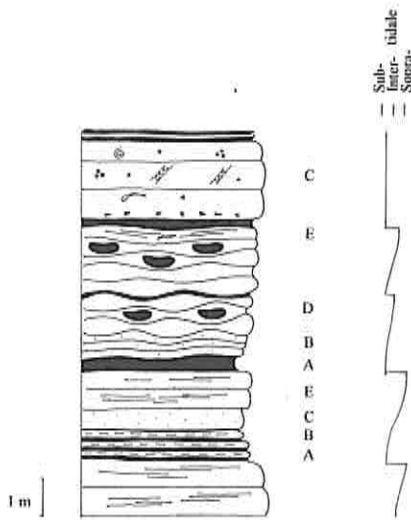


Fig. 21 - Formazione di Raibl. Membro inferiore. Associazioni di litofacies nei cicli peritidali.

Fig. 21 - Raibl Formation. Lower Member. Peritidal cycle lithofacies associations.

laminare con ossidi di ferro. Secondo l'approfondimento batimetrico, si osservano verso la sommità del ciclo dolomie intra-bioclastiche (Litofacies C), dolomie con noduli silicei (Litofacies D) e dolomie stromatolitiche (Litofacies E). La descrizione delle associazioni è la seguente (fig. 21):

A: argilliti marnose nere. Simili a quelle del Membro inferiore.

B: dololutiti marnose. Caratterizzano la cengia che individua la parte basale della Dolomia Principale, grazie alla stratificazione molto sottile (0,5-3 cm) con giunti ondolato-paralleli, e agli interstrati argilloso-marnosi di colore da grigio-chiaro a nocciola. Sono presenti strutture deformative di tipo cuspidato (carico litostatico e/o strutture da espulsione d'acqua). All'interno di ciascun strato abbondano le lamine planari argillose e gli allineamenti in ossidi di ferro. Lo spessore è di 1.20-1.40 m. Si intercalano dolosiltiti laminate di colore grigio scuro disomogeneo in strati sottili di 10-15 cm.

C: dolomie intra-bioclastiche. Dolomie grigio-nocciola, con strati organizzati in sequenza *thinning upward* (25-30 cm in basso e 5-10 cm in alto), separate da giunti piano-paralleli ed ondulati, con base debolmente erosionale al di sopra della quale si osservano breccie intraclastiche. Le microfacies sono rappresentate da *wackestone*, localmente *packstone* con abbondanti peloidi ben selezionati, intraclasti micritici ($\phi < 1-2$ mm), Lamellibranchi, Dasycladaceae, Foraminiferi bentonici (*Involutininae*), Ostracodi ed ossidi di ferro. Lo spessore è pari a 2,00-3,00 m.

D: dolomie con noduli silicei. Dolomie di colore da grigio-chiaro a scuro, in strati sottili (da 3 a 10-15 cm), con giunti ondolato-paralleli, più frequentemente nodulari, con interstrati argillitico-marnosi di spessore variabile da 1 a 10 cm (litofacies G). All'in-



Fig. 22 - Formazione di Raibl. Superficie di strato che evidenzia la coalescenza di più noduli silicei. Naso dei Massodi.

Fig. 22 - Raibl Formation. Bedding plane exhibiting the coalescence of several cherty nodules. Naso dei Massodi.

terno degli strati si notano dei noduli o liste continue di selce nera, screziata in grigio-chiaro, bianco, giallo e rossastro, le cui dimensioni variano da 1-3 cm fino a 20-30 cm. Sulla superficie di strato la selce mostra una forma ameboide data dalla coalescenza di più noduli (fig. 22), che a volte si presentano porosi e spugnosi con un crosta di ossidi di ferro. Le microfacies sono costituite da *wackestone* ad intraclasti micritici disposti in orizzonti, indicativi dell'origine trattiva del deposito. Gli allochimici sono annegati in una massa di fondo costituita da un mosaico di microquarzo e da sparse plaghe di calcedonio. Ai *wackestone* si associano *mudstone* ricchi in minerali opachi e particelle terrigene (minerali argillosi) distribuite in veli sottili.

E: dolomie stromatolitiche di color nocciola in alterazione, grigio-bruno in frattura, fetide alla percussione, in strati decimetrici amalgamati, costituiti da *bindstone* stromatolitici, che hanno intrappolato fango carbonatico ricco in particelle peloidali e minerali opachi. In corrispondenza delle stiloliti si notano cristalli di quarzo macrocristallino che potrebbero essere pseudomorfi di originarie evaporiti (fig. 23).

2.3.2. Variazioni laterali e correlazioni

Il limite con la sottostante Dolomia di Val d'Adige, che in Val Perse è posto in corrispondenza

depositi continentali (Conglomerato della Val Perse). La piattaforma carbonatica (Dolomia di Val d'Adige) copre un lungo intervallo temporale dall'Anisico sommitale sino al Carnico inf. e presenta facies essenzialmente di piattaforma interna organizzata in numerosi cicli di IV ordine *shallowing upward* con frequenti *tepee* al tetto. Due orizzonti *marker* decametrici, prevalentemente inter-sopratidali con diffuse facies a *tepee* e paleosuoli, permettono di suddividere l'intera successione in tre litozone, due delle quali del Triassico medio e la terza probabilmente del Carnico inf. La soprastante Formazione di Raibl presenta anch'essa spessori ridotti e associazioni di litofacies miste carbonatico-argillose di bassa profondità, che rappresentano le porzioni più distali del sistema deposizionale del Carnico sup. lombardo (Formazione di S. Giovanni in Bianco). L'intera successione del Brenta è caratterizzata da ambienti deposizionali di transizione tra il Bacino Lombardo e le Dolomiti occidentali. In particolare la parte basale (possibilmente Anisico sup.-Ladinico inf.) presenta una situazione stratigrafico-paleogeografica più vicina a quella delle Dolomiti Occidentali. La porzione medio-superiore invece evidenzia un aspetto paleogeografico che meglio si inquadra come terminazione nord-orientale del Bacino Lombardo. Questo legame paleogeografico con il Bacino Lombardo si mantiene anche nella soprastante successione norico-retica.

SUMMARY - The stratigraphic and paleogeographic evolution of the sedimentary succession of the Brenta Dolomites from Late Anisian to Carnian is reconstructed. The whole succession, about 510 m thick, commonly consists of shallow water carbonates (dolomitic limestones and dolomites) which developed on top of Late Anisian transitional continental to marine deposits (Conglomerato Val Perse). Deposition of the carbonate platform (Dolomia di Val d'Adige) occurred in a long period of time from the Late Anisian to the Lower Carnian in inner platform environments. The Dolomia di Val d'Adige sediments are organised in superimposed 4th order, shallowing upward cycles, commonly capped by *tepee* structures. The succession is subdivided into three lithozones on the basis of the occurrence of two marker horizons characterized by the presence of *tepees* and paleosoils. The two lower lithozones are of Ladinian age on the basis of *Dasycladacean* algae associations, whereas the upper lithozone has been recognized as Early Carnian on the basis of the appearance of *Clypeina besici*. The overlying Raibl Formation is characterized by reduced thicknesses and shallow water facies with mixed carbonate-marls. These facies identify the easternmost part of the evaporitic-terrigenous-carbonatic, Late Carnian succession of the Lombardy Basin. The Late Anisian-Carnian Brenta Dolomites succession, which is characterized by regionally extensive dolomitization, represents the transition between the Lombardy Basin physiographic domain and the Western Dolomites structural high. In fact, the lowermost part of the whole succession is paleogeographically related to the Western Dolomites, whereas its middle and upper parts belong to the north-eastern end of the Lombard Basin. This paleogeographic setting will persist throughout the following Norian-Raethian ages.

BIBLIOGRAFIA

- ASSERETO R., BRUSCA C., GAETANI M. & JADOUL F., 1977 - Le mineralizzazioni Pb-Zn nel Triassico delle Dolomiti. Quadro geologico e interpretazione genetica. *L'Ind. Miner.*, n. 28, pp. 367-402, Roma.
- ASSERETO R. & KENDALL C., 1977 - Nature, origin and classification of peritidal *tepee* structures and related breccias. *Sedimentology* n. 24, pp. 153-210.
- ASSERETO R., JADOUL F. & OMENETTO P., 1977 - Stratigrafia e Metallogenese del settore occ. del distretto a Pb, Zn, fluorite e barite di Gorno (Alpi Bergamasche). *Riv. It. Paleont. Strat.*, n. 83, pp. 395-532.
- BARTOLOMEI G., CORSI M., DAL CIN R., D'AMICO C., GATTO G.O., GATTO P., NARDIN M., ROSSI D., SACERDOTI M. & SEMENZA E., 1969 - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000 Foglio 21 (Trento). *Serv. Geol. It.*, pp. 79, Roma.
- BECHSTÄDT T., 1979 - The lead-zinc deposits of Bleiberg-Kreuth (Carinthia, Austria) palinspastic situation, paleogeography and ore mineralization. *Verh. Geol. Bundesanst.* (3), pp. 221-235.
- BORSATO A., FRISIA S. & SARTORIO D., 1994 - Late Triassic-Early Liassic stratigraphic and diagenetic evolution of the margin between the Trento platform and the Lombardy Basin in the Brenta Dolomites (Italy). In questo volume.
- BORSATO A. & FRISIA S., 1992 - Lithofacies and diagenesis as controlling factors in the development of solution caves in dolomite: the example of the Dolomia Principale (Trentino, Northern Italy). *Alpine caves system and their environmental context*. In: Congress, Asiago 1992, Abstract, 9.
- BOSELLINI A., 1967 - La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete). *Boll. Soc. Geol. It.*, n. 86, pp. 133-169.
- BRUSCA C., GAETANI M., JADOUL F. & VIEL G., 1982 - Paleogeografia ladinico-carnica e metallogenese del Sudalpino. *Mem. Soc. Geol. It.*, n. 22, pp. 65-82, Roma.
- CASATI P., JADOUL F., NICORA A., MARINELLI M., FANTINI SESTINI N. & FOIS E., 1982 - Geologia della Valle dell'Ansiei e dei Gruppi M. Popera - Tre Cime di Lavaredo (Dolomiti Orientali). *Riv. Ital. Paleont.* v. 87, n. 3, pp. 371-510, tav. 32-35, Milano.
- CASTELLARIN A., PERRI M.C., RESENTERRA L. & SARTORI R., 1982 - Vulcaniti triassiche della zona delle Giudicarie (area di Roncone e dintorni). In: Castellarin A. & Vai G.B. (a cura di): Guida alla Geologia del Sudalpino centro orientale. *Guide geol. reg. S.G.I.*, pp. 103-114, Bologna.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R., 1982 - Geologia della Linea delle Giudicarie Sud (tra Pieve di Bono e Tione). In: Castellarin A. & Vai G.B. (a cura di): Guida alla Geologia

- del Sudalpino centro orientale. *Guide geol. reg. S.G.I.*, pp. 103-114, Bologna.
- DECONINCK J.F. & STRASSER A., 1987 - Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of Purbeckian green marls (Swiss and French Jura). *Eclogae Geol. Helv.* (80), pp. 753-772.
- DE ZANCHE V., 1990 - A review of Triassic stratigraphy and paleogeography in the eastern Southern Alps. *Boll. Soc. Geol. It.*, n. 109, pp. 59-71.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E., 1988 - Anisian paleogeographic evolution in the central-western Southern Alps. *Mem. Sc. Geol.*, n. 40, pp. 399-411.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P., 1983 - Precisazioni sulle «Zwischenbildungen» (Triassico) dell'Alta Valsugana. *Rend. Soc. Geol. It.* n. 6, pp. 11-12, Roma.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P., 1985 - Il Gruppo di Raibl in Valsugana e nei dintorni di Trento. *Mem. Soc. Geol. It.*, n. 30, pp. 293-299, 4 ff.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P., 1986 - Stratigrafia delle «Zwischenbildungen» (Triassico medio) nei dintorni di Trento. *Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova*, XXXVIII, pp. 479-488, 8 ff., Padova.
- DE ZANCHE V. & MIETTO P., 1989 - Il Triassico della Valsugana. *Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova*, XLI, pp. 163-189, 10 ff., 4 tavv. e 1 tav. stratigr., Padova.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO P., SORPAES C. & VEIL P.R., 1993 - Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). *Mem. Sc. Geol.* n. 45, pp. 1-27.
- EINSELE G., RICKEN W. & SEILACHER A., 1991 - Cycles and events in stratigraphy: basic concepts and terms. In: Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (Eds.). *Cycles and events in stratigraphy*. pp. 1-19. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- FARABEGOLI E., LEVANTI D., PEZZI M.C. & VENERI P., 1984 - M. Bivera Formation: an atypical Middle Triassic "Rosso Ammonitico" facies from Southern Alps (Italy). *Giorn. Geol.*, v. 46, pp. 33-46, Bologna.
- FISHER A.G., 1964 - The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. *Kansas Geological Survey Bulletin*, v.169, pp. 107-149.
- FISCHER A.G., 1991 - Orbital cyclicity in mesozoic strata. In: Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (Eds.). *Cycles and events in stratigraphy*. pp. 48-62. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- FRISIA S., 1991 - Caratteristiche sedimentologiche ed evoluzione diagenetica della Dolomia Principale (Norico) del Lago d'Idro e delle Dolomiti di Brenta. *Tesi di Dottorato III ciclo 1987-1990, Univ. St. di Milano*, pp. 1-156, Milano.
- GAETANI M., 1969 - Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie. *Riv. It. Paleont. Strat.*, n. 75, pp. 470-552, Milano.
- GAETANI M., 1983 - Il Triassico dell'Adamello meridionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, n. 26, pp. 105-118, 6 ff.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., JADOUF F. & GARZANTI E., 1995 - Multiorder sequence stratigraphy in the Triassic of the Western Southern Alps. *S.E.P.M. Spec. Publ.*, in stampa.
- GOLDHAMMER R.K., DUNN P.A. & HARDIE L.A., 1990 - Depositional cycles, composite sea-level changes, cycles stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from Alpine Triassic platform carbonates. *Geol. Soc. America Bulletin*, n. 102, pp. 535-562.
- HARDIE L.A. & SHINN E. A., 1986 - Carbonate tidal flats. In: Carbonate depositional environments: modern and ancient, *Short Course Colorado School of Mine, Golden*, pp. 1-135.
- HAO B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R., 1987 - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, "Science", n. 235, pp. 1156-1167.
- HINNOV L.A. & GOLDHAMMER R.K., 1991 - Spectral analysis of the Middle Triassic Latemar Limestones. *Journ. Sed. Petrol.*, n. 61, pp. 1173-1193.
- JAMES N.P., 1984 - Shallowing-upward sequences in carbonate. In R.G. Walker (Ed.), *Facies Models Second Edition, Geoscience Canada, Reprint Series n. 1*, 213-228.
- LEPSIUS R., 1878 - Das Westliche Sud Tirol. Berlin.
- MATTAVELLI L. & RIZZINI A., 1974 - Facies euxiniche nelle dolomie noriche dell'Ampezzano (Udine): petrografia e sedimentologia. *Riv. It. Pal. Strat. Mem.*, n. 14, pp. 111-139.
- OTTE, 1972 - Die Kalkalgen-Cronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Cronologie. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, n. 141/1, pp.81-115, Stuttgart.
- PELOSO G.F. & VERCESI P.L., 1982 - Stratigrafia e tettonica della porzione di SW del Gruppo di Brenta tra la Val Rendena e la Val d'Algone (Trentino Occidentale). *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, n. 35, pp. 377-395, 4 ff., 1 carta geol, Padova.
- PELOSO G.F. & VERCESI P.L., 1985 - Breccie intraformazionali nella piattaforma carbonatica carnica a nord di Tione (Gruppo di Brenta): interpretazione e significato paleogeografico. *Mem. Soc. Geol. It.*, n. 30, pp. 285-292, 4 ff.
- PISA G., MARINELLI M. & VIOL G., 1980 - Infraraibl Group: a proposal (Southern Calcareous Alps, Italy). *Riv. It. Pal. Strat.*, n. 85 (1979), pp. 983-1002.
- PURTSCHHELLER F., 1962 - Sedimentpetrographische Untersuchungen am Hauptdolomit der Brentagruppe. *Tschermaks min. petr. Mitteil.*, n. 8 (2), pp. 167-217.
- RINALDO M., 1993 - La successione ladinico-carnica della porzione centrale del Gruppo di Brenta (Trentino Occidentale). *Tesi di Laurea inedita. Università degli Studi di Milano*, pp. 1-193, Milano.
- ROSSI P. L., MORTEN L. & PETERSEN J. S., 1980 - The Middle Triassic volcanic rocks from Non Valley, North Italy. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, n. 85, pp. 1081-1092, Milano.
- SCHWINNER R., 1913 - Der Sudostrand der Brentagruppe. Eine tektonische Studie. *Mitt. Geol. Gesel.*, n. 3, pp. 197-223.
- SIBLEY D.F. & GREGG J.M., 1987 - Classification of dolomite rock texture. *Journal Sedimentary Petrology*, n. 57, pp. 967-975.
- STRASSER A., 1991 - Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. - In: Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (Eds): *Cycles and events in stratigraphy*. pp. 709-721, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- TREVISAN L., 1935 - Risulati preliminari di un nuovo rilevamento geologico nella zona di Cima Tosa e nei dintorni di Stenico (Trentino). *Atti Accad. Scient. Veneto-Trentino-Istrianica*, n. XXV, Padova.
- TREVISAN L., 1939 - Il Gruppo di Brenta (Trentino Occidentale). *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, n. 13, pp. 1-127, Padova.
- VACEK M., 1898 - Über die geologischen Verhältnisse des süddlichen Teiles der Brentagruppe. *Ibid.* n. 8, pp. 200.

- VENZO G.A. & FUGANTI A., 1965 - Il Trias della Mendola (Trentino-Alto Adige). *St. Tr. Sc. Nat.*, n. XLII (1), pp. 55-86, Trento.
- WIEBOLS J., 1938 - Geologie der Brentagruppe. *Jahrb. Geol. Bundesand*, n. 88, pp. 261-351.
- WILSON E.N., HARDIE L.A. & PHILIPS O.M., 1990 - Dolomitiza-

- tion front geometry, fluid flow patterns, and the origin of massive dolomite: the Triassic Latemar buildup, northern Italy. *American Journal of Science*, v. 290, pp. 741-796.
- ZAMPIERI D., 1987 - Le piattaforme carbonatiche triassiche delle Pale di San Martino (Dolomiti). *Mem. Sc. Geol.* n. 39, pp. 73-83.

APPENDICE

SEZIONE STRATIGRAFICA DI DETTAGLIO VAL PERSE DESCRIZIONE LITOLOGICA

1. Paraconglomerato poligenico, eterometrico con locali passate ad ortoconglomerato disomogeneo nel colore, con ciottoli ad arrotondamento moderato, selezione scarsa. I granuli sono carbonatici di colore grigio chiaro, scuro, nero e rosso con dimensioni da 1 a 10 cm (*wackestone-packstone* bio-intraclastici). La massa di fondo è costituita prevalentemente da argilla e da cementi ematitici rosso mattone. E' organizzato in strati lenticolari con base debolmente erosionale di 15-50 cm, con concentrazione dei granuli e dei ciottoli sia alla base che nelle porzioni mediane degli strati. Campione R 89, R 90. Spessore: 1.30 m.

2. Interstrato di arenarie argillose rosso terra bruciata, con granuli ad arrotondamento moderato, selezione scarsa, debolmente calcarei, a volte superiori ai 2 mm. La matrice di fondo è argillosa, lievemente calcarea. Campione R 88, 91. Spessore: 0.10 m.

3. Arenarie argillose rosso mattone in strati di 15-20 cm, quasi ondulato- paralleli, passanti ad arenarie molto grossolane del medesimo colore con granuli subspigolosi concentrati alla base degli strati od internamente agli stessi, che possono raggiungere dimensioni superiori ai 2 mm e di composizione silicea. Campione R 92. Spessore: 0.60 m.

4. Argilliti calcaree di color rosso mattone fissili. Spessore: 0.20 m.

5. Arenarie fini, siltiti grossolane rosso bruciato che sfuma verso il livello sovrastante; i granuli presentano arrotondamento medio-basso e selezione scarsa, possono arrivare alle

dimensioni di 5-6 mm, di colore grigio chiaro e scuro, a composizione silicea o debolmente calcarea; sono organizzate in strati di 15-25 cm con superfici ondulato-parallele tra le quali sono presenti interstrati argillitici rossi che penetrano e rendono nodulari gli strati (carico diagenetico). Campione R 93. Spessore: 1.10 m.

6. Arenarie fini grigio chiare con granuli subspigolosi, a selezione basso-moderata e compattazione scarsa, di natura quarzosa e siltosa grigio neri, in matrice debolmente calcarea, organizzate in strati con base lievemente erosionale di 20-25 cm. Campione R 94. Spessore: 0.50 m.

7. Copertura detritica. Spessore: 2.50 m

8. Siltiti debolmente calcaree rosso-violacee screziate in tonalità più scure, a fratturazione scheggioso-concoide, in strati piano-paralleli di 50-60 cm con intercalazioni più argillose fissili di 8-10 cm. Campione R 95. Spessore: 1.80 m.

9. Dolosiltiti grigio chiare in strati di 35-40 cm con giunti piano-paralleli ed alla base un interstrato argilloso screziato in contatto sfumato. Spessore: 1.00 m.

10. Argilliti calcaree fissili di colore grigio scuro, verde e violaceo, al tetto e alla base del livello 9. Campione R 96. Spessore: 0.20 m.

11. Dolosiltiti, dololutiti di colore grigio scuro a fratturazione scheggiosa e concoide con disomogeneità sparse dovute a bioturbazioni. Campione: R 97. Spessore: 0.60 m.

12. Argilliti calcaree fissili di colore grigio scuro fino a nero. Campione R 98. Spessore: 0.10 m.

13. Dolomie grigio scure, fetide alla percussione in strati di 20 cm ondulato-paralleli, limitate al tetto da un interstrato argillitico nero dello spessore di 10 cm. Campione: R 116. Spessore: 1.00 m.

Lavoro pervenuto nel marzo 1994.

CROZZON DI BRENTA

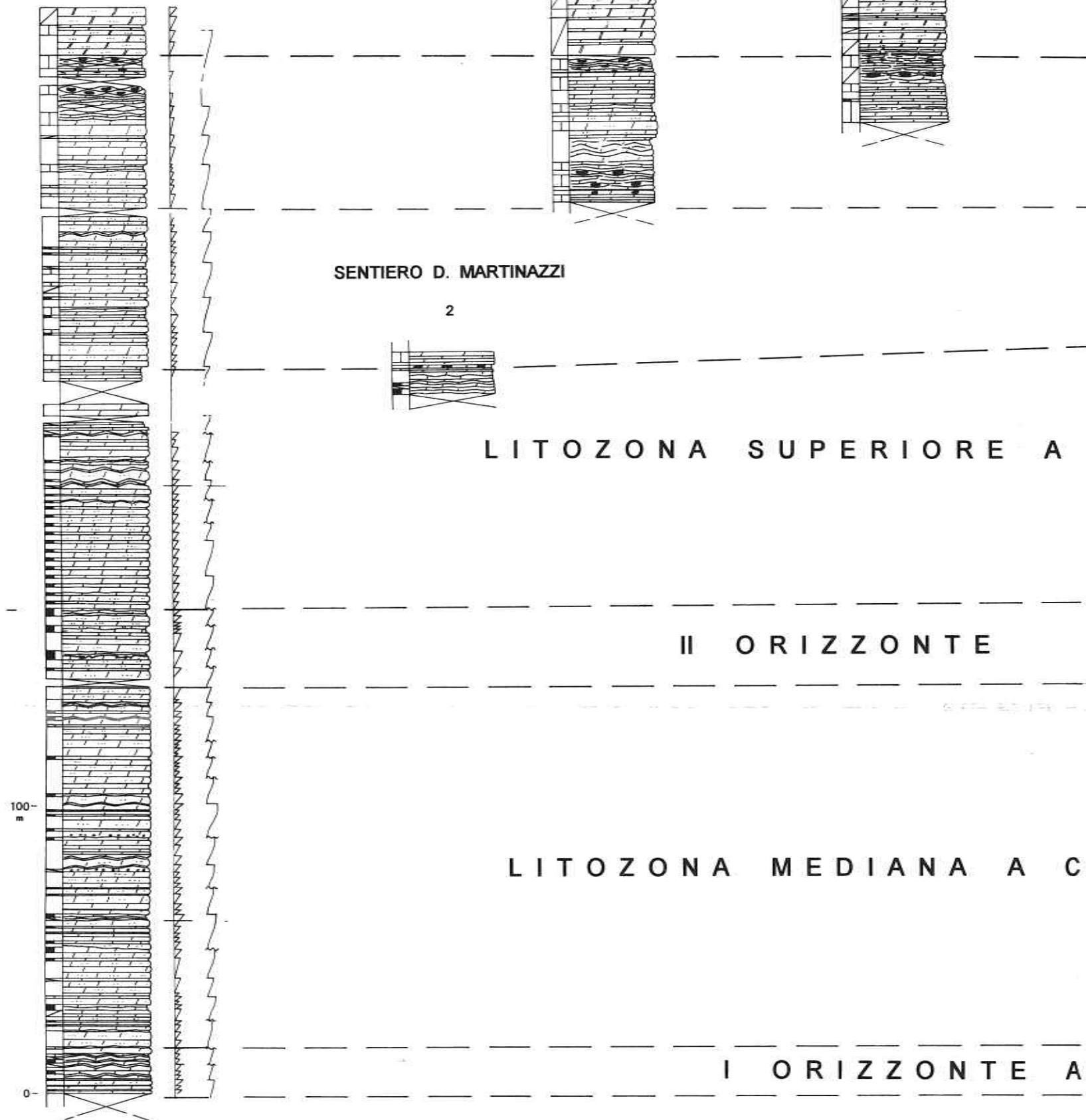
1

CIMA MARGHERITA

3

AI BRENTEI

4

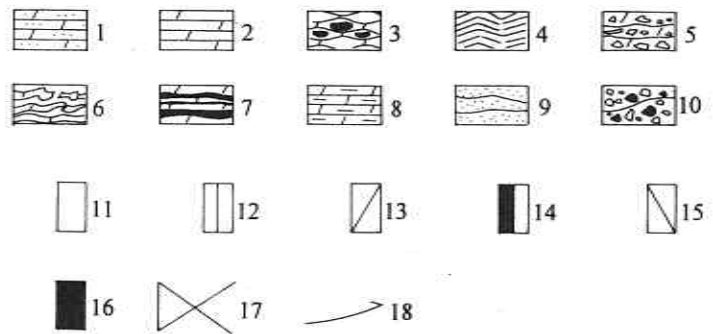


MATTEO RINALDO e FLAVIO JADOUL

La successione anisico superiore-carnica
delle Dolomiti di Brenta (Trentino occidentale)

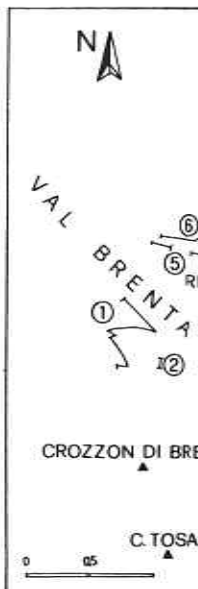
**CORRELAZIONI
LITOSTRATIGRAFICHE**

LEGENDA



1. doloareniti; 2. dololutiti; 3. dolomie con noduli silicei; 4. tepee; 5. breccie intraformazionali; 6. dolomie in strati deformati; 7. argilliti e marne; 8. dolomie mamose; 9. arenarie; 10. conglomerati; 11. biancastro e grigio chiaro; 12. marrone-bruno; 13. nocciola; 14. rosso; 15. verde; 16. nero; 17. copertura; 18. faglia.

DP = Dolomia Principale; CVP = Conglomerato della Val Perse.



RIFUGIO A. E M. AI BRENTI
VERS. SINISTRO E DESTRO

NASO DEI MASSODI

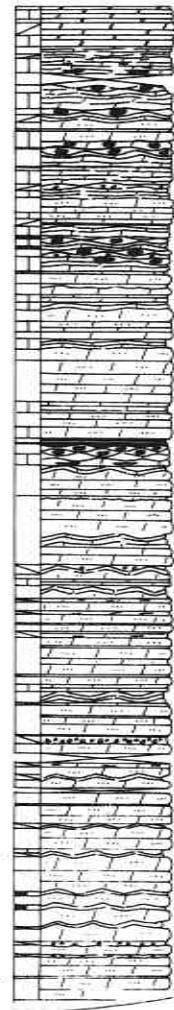
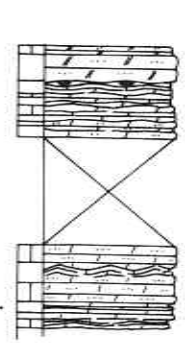
VAL PERSE

5

6

7

8



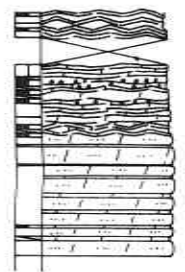
CICLI ORDINE

CICLI ORDINE

CICLI

PERITIDALI

A TEPEE



CICLI PERITIDALI

A TEPEE

LITAZONA
INFERIORE
A CICLI
PERITIDALI

DP

FM. DI RAIBL

CARNICO

?

DOLOMITA DI VAL D'ADIGE

LADINICO

CVP

?

