



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI FERRARA
FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

CORSO DI LAUREA IN SCIENZE GEOLOGICHE
DIPARTIMENTO DI SCIENZE GEOLOGICHE E PALEONTOLOGICHE
ANNO ACCADEMICO 2006/2007

RILEVAMENTO GEOLOGICO
E
CARATTERISTICHE STRATIGRAFICHE
DELLA CONCA DI AGORDO
(DOLOMITI ORIENTALI)

Relatore: Prof. Piero Gianolla
2° Relatore: Dott. Sandro Furlanis
Laureando: Fabio Veronesi

INDICE

1.	Introduzione	p. 1
2.	Inquadramento Geografico	p. 2
2.1.	Idrografia	p. 5
3.	Inquadramento Geologico	p. 7
4.	Inquadramento Geomorfologico	p. 11
5.	Storia geologica delle Dolomiti	p. 12
4.1.	Orogenesi Ercinica	p. 14
4.2.	Evoluzione Permiana	p. 17
4.3.	Evoluzione Triassica	p. 21
4.4.	Orogenesi Alpina	p. 40
5.	Successione Stratigrafica	p. 45
5.1.	Arenarie della Val Gardena	p. 46
5.2.	Formazione a Bellerophon	p. 53
5.3.	Formazione di Werfen	p. 60
5.4.	Dolomia del Serla Inferiore	p. 94
5.5.	Conglomerato di Piz da Peres	p. 97
5.6.	Formazione di Collalto	p. 99
5.7.	Formazione di Dont	p. 103
5.8.	Formazione del Monte Bivera	p. 107
5.9.	Conglomerato di Richthofen	p. 108
5.10.	Formazione del Contrin	p. 111
5.11.	Formazione dell'Ambata	p. 114
5.12.	Formazione di Livinallongo	p. 116
5.13.	Arenarie di Zoppé	p. 122
6.	Tettonica	p. 124
6.1.	Tettonica Permiana	p. 125
6.2.	Tettonica Triassica	p. 126
6.3.	Tettonica Alpina	p. 128
6.4.	Assetto Tettonico Generale	p. 132
6.5.	Assetto Tettonico dell'Area Rilevata	p. 134
7.	Unità Stratigrafiche Quaternarie	p. 139

7.1.	Introduzione	p. 139
7.2.	Criteri di Rilevamento e Stratigrafia	p. 141
7.3.	Unità Stratigrafiche pre-LGM	p. 144
7.3.1.	<i>Unità delle Breccie della C. di Pianizze (CPI)</i>	<i>p. 144</i>
7.3.2.	<i>Unità dei Conglomerati cementati del Cordevole (COR)</i>	<i>p. 147</i>
7.4.	Unità LGM	p. 149
7.4.1.	<i>Sintema del Piave (PVI)</i>	p. 150
7.4.2.	<i>Sottobacino del T. Cordevole</i>	p. 152
7.4.2.1.	<i>subsintema di Voltago (PVI₁)</i>	p. 152
7.4.2.2.	<i>subsintema di Rif (PVI₂)</i>	p. 155
7.5.	Unità Postglaciali	p. 157
7.5.1.	<i>Sintema Postglaciale Alpino (PTG)</i>	p. 157
7.5.1.1.	<i>subsintema del Lago di Agordo (PTG₁)</i>	p. 164
8.	Conclusioni	p. 170
9.	Bibliografia	p. 172

1. Introduzione

L'area delle Dolomiti rappresenta una metà di estremo interesse fin dal secolo scorso per tutti i geologi del sedimentario. L'Università degli Studi di Ferrara da anni lavora sull'area dolomitica effettuando vari studi per tentare di comprendere meglio la natura e l'origine dei depositi in essa conservati. Questa tesi di laurea è collegata al lavoro di ricerca del gruppo guidato dal prof. Bosellini che si occupa in particolare degli aspetti stratigrafici e sedimentologici dell'area dolomitica.

Scopo del presente lavoro di tesi è il rilevamento geologico alla scala 1:5000 di un'area limitata delle Dolomiti occidentali, in prossimità del comune di Agordo.

E' il risultato di un lavoro di campagna e di analisi sedimentologiche, stratigrafiche e strutturali che, in tutto, hanno occupato gli ultimi 2 anni della carriera universitaria dell'autore. Oltre al rilevamento geologico questa tesi intende anche fornire dati per comprendere l'evoluzione che ha caratterizzato la conca di Agordo nel corso degli anni.

Per raggiungere gli scopi prefissati è risultato di estrema importanza l'ausilio di immagini aeree stereoscopiche per definire i principali sistemi di frattura e comprendere meglio l'evoluzione quaternaria dell'area. Inoltre sono stati presi dei campioni delle principali formazioni rilevate e sono state fatte delle sezioni sottili con lo scopo di effettuare analisi sedimentologiche e stratigrafiche della successione geologica.

Oltre alla parte scritta, in cui verranno chiarite le analisi di laboratorio e i risultati ottenuti ed in cui verranno spiegate in dettaglio le caratteristiche della successione stratigrafica affiorante nell'area oggetto di studio; la tesi è composta anche della carta geologica dell'area e dei profili geologici che chiariranno meglio i rapporti geometrici delle varie formazioni rilevate.

2. Inquadramento Geografico

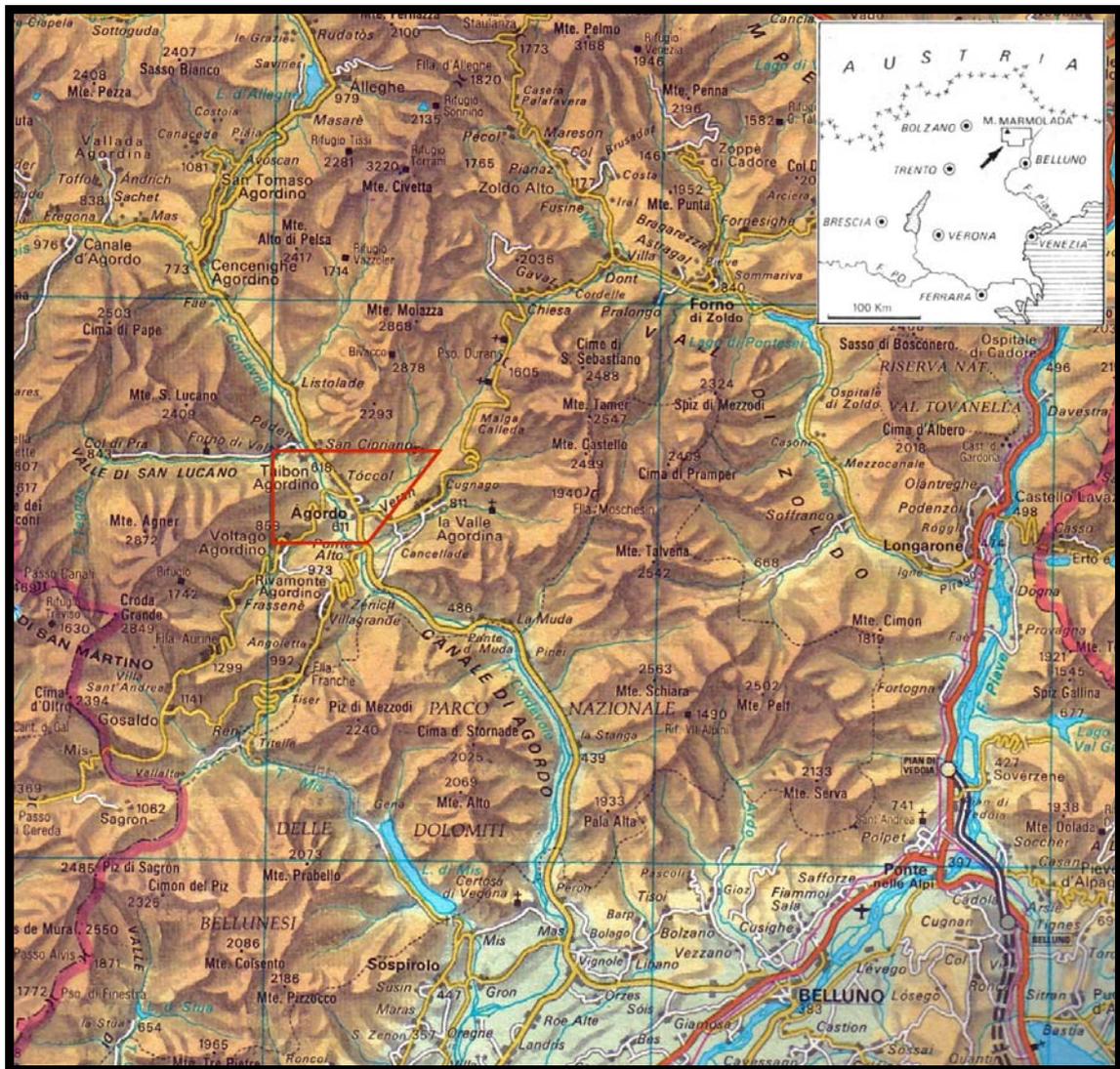
L'area di rilevamento si estende per circa 14 Km nei dintorni di Agordo, in provincia di Belluno nel comprensorio delle Dolomiti venete e all'interno del Parco nazionale delle Dolomiti bellunesi.

Agordo è il comune più grande compreso nell'area di rilevamento, posizionato a 61 Km a NW da Belluno. Ma l'area si estende a nord fino al comune di Taibon Agordino, a sud fino al comune di Voltago, a est fino alla linea NE-SO di inclinazione N 45° rappresentata sul terreno dal torrente Rova de Caleda. Mentre a Ovest l'estensione massima della zona di rilevamento si trova all'altezza del paese di Forno di Val.

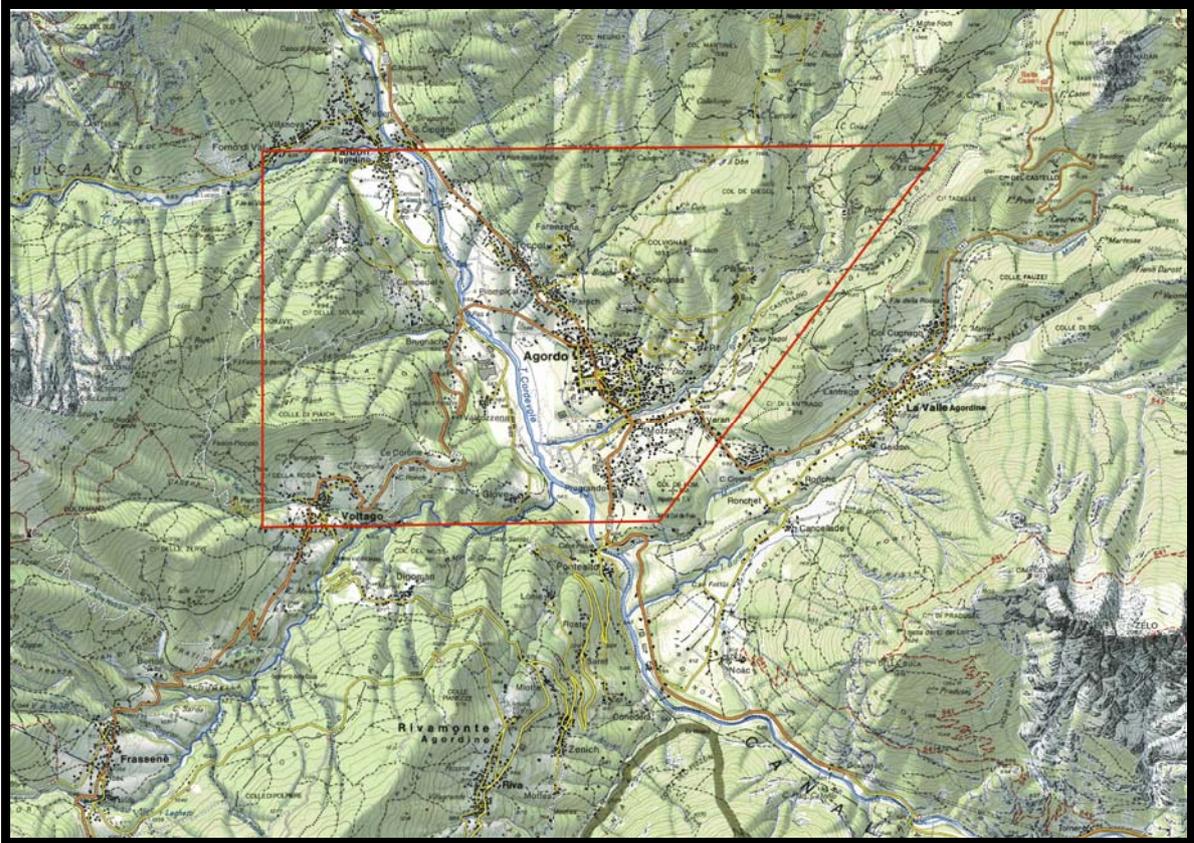
Le caratteristiche geografiche dell'area oggetto del lavoro di tesi sono per prima cosa la presenza del torrente Cordevole che nell'area studiata ha dato vita ad una piana alluvionale su cui si è sviluppato l'abitato di Agordo. Per quanto riguarda i rilievi montuosi, la zona è piuttosto bassa e l'altitudine massima raggiunta è di poco superiore ai 1100 metri s.l.m., raggiunti sia dal "Col De Diegol" a E, sia dal "Colle di Piaich" a W. Oltre a questi due colli più alti, la zona è formata anche da "Colle Soravic" sopra il paese di Soccol e dalla parte bassa del pendio del Framont, nei pressi dell'abitato di Farenzena.

Altre caratteristiche importanti sono la presenza di alcune vaillette formate da torrenti affluenti del Cordevole, che incidono i colli sopracitati e permettono in alcuni casi una buona panoramica della stratigrafia della zona. L'esempio più importante è il torrente Rova che si forma dalla Moiazza e che, all'altezza del pesino di Plasent, si congiunge col torrente Framont, per poi affluire al Cordevole.

Per il rilevamento è stata utilizzata la carta tecnica regionale relativa alla provincia di Belluno, in particolare il Foglio 46, Longarone, quadrante 09.

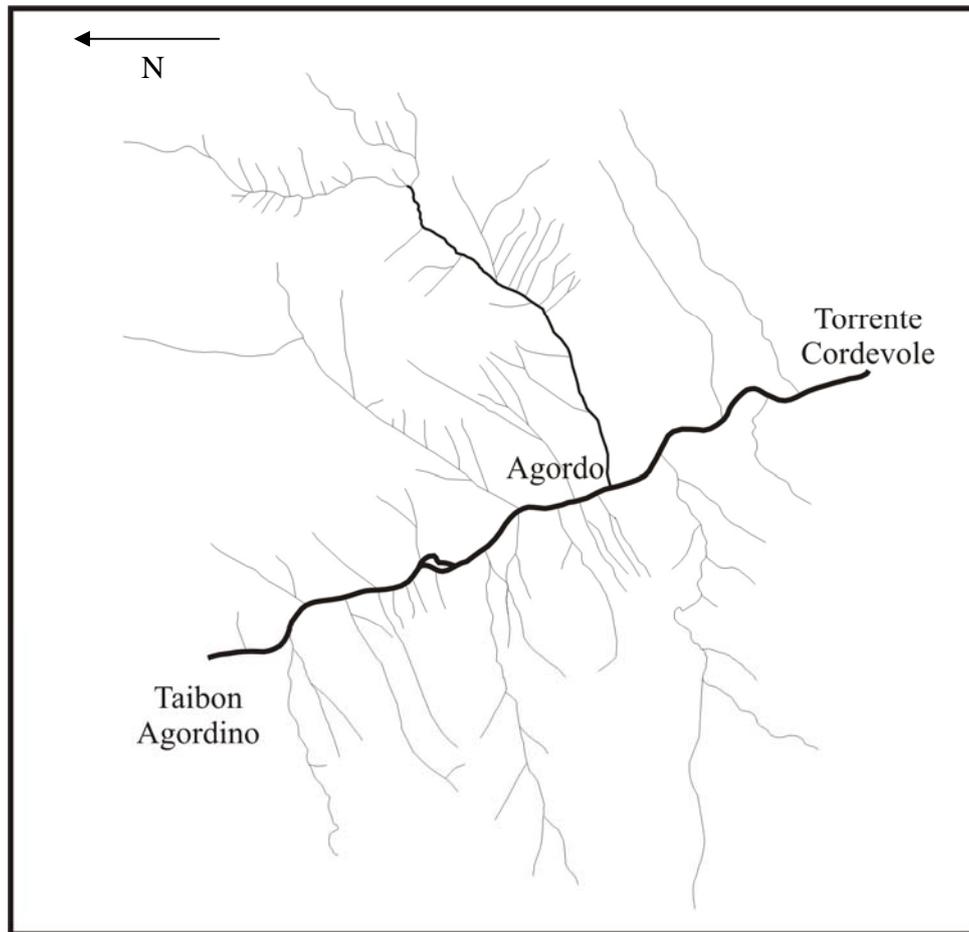


Inquadramento geografico, alla scala 1:300000 della zona di rilevamento.



Inquadramento alla scala 1:25000 dell'area di rilevamento. Carte Tabacco 025 e 026 unite in digitale nell'area interessata.

2.1. Idrografia



L'immagine qui sopra raffigura il reticolo idrografico dell'area agordina. Si tratta di un reticolo dendritico a frequenza di drenaggio medio-alta. Data la natura principalmente fine dei depositi coinvolti dal ruscellamento superficiale è normale che si sia creato un reticolo di questo tipo, a causa della generale impermeabilità o semipermeabilità delle litologie.

Gli assi di drenaggio principali non risentono particolarmente della natura litologica dell'area, essendo impostati su lineamenti tettonici.

L'asse di deflusso principale del sistema idrografico è individuato dal Torrente Cordevole, un corso d'acqua a carattere torrentizio e di tipo *braided*, che rappresenta il corso d'acqua principale di tutta la conca agordina, essendone il principale elemento morfogenetico.

Un altro elemento importante è rappresentato dal Torrente Rova, situato a sud di Agordo, che si crea dalla confluenza dei Torrenti Framont e Rova del Caleda. Si tratta di un corso d'acqua di entità enormemente inferiore al Cordevole, sia per quanto riguarda le portate medie sia per quanto riguarda l'estensione del bacino idrografico. È comunque un

elemento importante per l'assetto idrologico dell'area e ed anch'esso impostato lungo una zona cataclastica causata da movimenti tettonici.

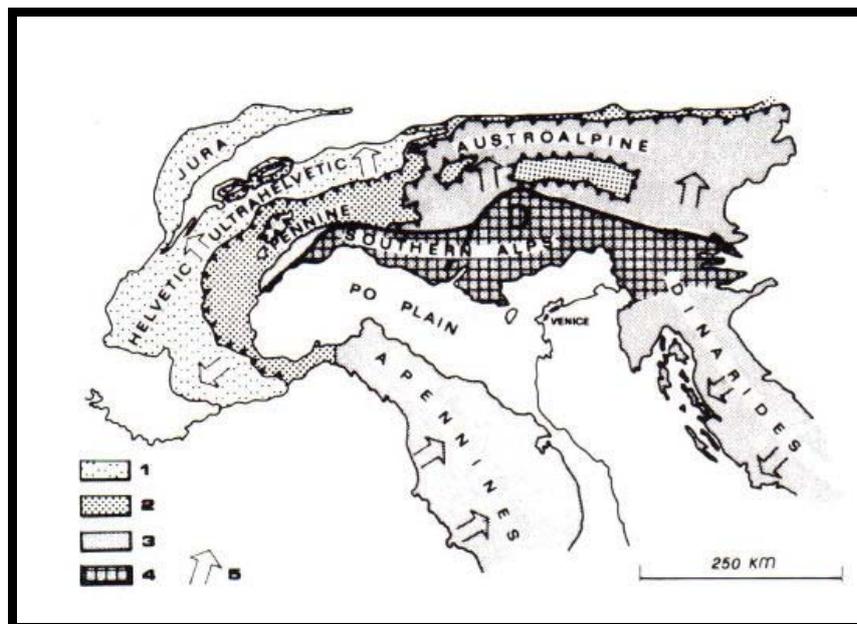
I restanti assi drenanti sono di importanza assai minore, essendo principalmente torrenti con portate scarse e a carattere stagionale.

4. Inquadramento Geologico

Le Dolomiti sono un gruppo montuoso, che può essere chiaramente inquadrato fra le valli dell'Adige, Isarco, Piave, Pusteria e Brenta, appartenente al settore orientale delle Alpi Meridionali e costituito in prevalenza da edifici carbonatici e frequentemente dolomitizzati, da qui il nome.

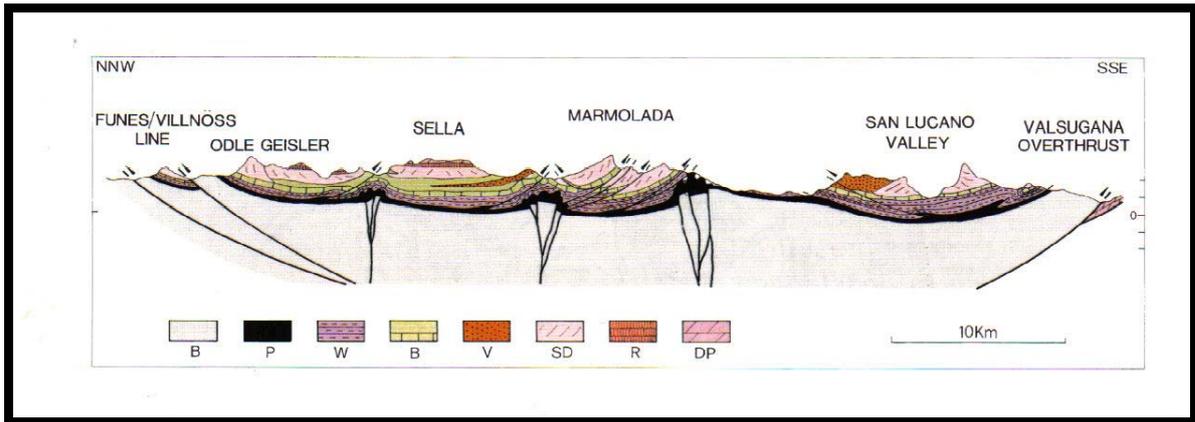
Le Alpi Meridionali sono una delle più importanti unità strutturali dell'arco alpino, costituite da un complesso tipo *fold-thrust belt* sudvergente. Sono delimitate a nord dalla Linea Insubrica e a sud dalla piana alluvionale del fiume Pò.

All'interno del complesso delle Alpi Meridionali, le Dolomiti ne occupano solo una piccola parte, limitata a nord da un segmento della Linea Insubrica conosciuto come Linea della Pusteria e a sud dal sovrascorrimento della Valsugana, neogenico e sudvergente. Mentre i limiti est e ovest sono rappresentati rispettivamente dai fiumi Piave e Isarco.



Principali province tettoniche delle Alpi. Le Alpi Meridionali sono separate dal resto della catena alpina dalla linea Insubrica e sono di gran lunga meno deformate rispetto al resto della catena. Questo è ciò che rende così interessanti le Dolomiti, perché la tettonica non ha agito molto e quindi si sono conservate le strutture deposizionali (Winterer & Bosellini, 1981).

Una caratteristica importante dell'area Dolomitica è rappresentata dalla sua esclusione dalla deformazione penetrativa che caratterizza l'arco alpino. Le Alpi Meridionali sono costituite da strutture tettoniche con vergenza verso sud, i complessi calcarei risultano spesso scollati dal basamento in corrispondenza di livelli plastici triassici ed avanscorsi con notevoli traslazioni. Le deformazioni tuttavia, non assumono il carattere duttile e pervasivo che si osserva nelle falde europa-vergenti e mancano di eventi metamorfici.



Sezione N-S delle Dolomiti centrali (Doglioni, 1987). La grande sinclinale è formata dal sovrascorrimento della Valsugana e da altri *thrust* opposto a nord.

L'area in questione è stata soggetta a eventi tettonici più blandi che hanno portato alla conformazione attuale. I sistemi deformativi si possono ricondurre ad una struttura sinclinale, di età neogenica, molto estesa, che ricopre tutta l'area dolomitica e che è delimitata a nord della Linea Insubrica, faglia transpressiva destra, e a sud dal sovrascorrimento sud-vergente della Valsugana.. I sistemi di faglie ad essa connessi sono in genere molto spazati, consentendo alle interposte sezioni crostali di permanere indenni o di deformarsi solo lievemente.

Tutto ciò ha permesso ai terreni sedimentari permiani e triassici di venire esposti dall'erosione ed ha anche permesso che le originali geometrie deposizionali si conservassero, permettendone uno studio stratigrafico di dettaglio.

I sistemi di faglie che ne hanno permesso la messa in posto sono: il lineamento periadriatico o insubrico, un *fold-system* che nell'Oligocene sembra abbia agito complessivamente come faglia ad alto angolo, favorendo lo sviluppo di corpi magmatici periadriatici, come l'Adamello. Nel Miocene invece, la sua azione sarebbe mutata in un sistema di faglia transpressive destre.

La regione dolomitica è anche caratterizzata, come accennato già precedentemente nel testo, da eventi magmatici plurimi, dei quali quelli più antichi risalgono all'orogenesi varisica. Eventi che riguardano direttamente l'area di studio di questo lavoro di tesi, vanno citati l'evento vulcanico associato a rifting del Permiano e Triassico inferiore, che ha prodotto un sistema di alti e bassi strutturali nei quali si sono deposte le arenarie vulcanoclastiche della Val Gardena e la formazione a Bellerophon. Un altro evento magmatico importante è quello ladinico che ha portato alla formazione di alcuni membri della formazione di Livinallongo.

4. Inquadramento Geomorfologico

La morfologia dell'area rilevata è la tipica morfologia delle zone montane vallive. Pendii poco scoscesi e coperti da boschi, pascoli e insediamenti antropici.

Tale morfologia è dovuta al concorso di numerose cause: tettoniche, litologiche, climatiche ed antropiche.

Per quanto riguarda l'aspetto tettonico, la direzione delle maggiori vallate è determinata dall'andamento di importanti linee di dislocazione e da fasce cataclastiche più sensibili ai processi di erosione meteorica.

Anche la disposizione degli strati, in relazione all'orientazione dei versanti, ha influito sull'acclività di questi ultimi. Più importante della giacitura è la natura litologica dei corpi rocciosi affioranti. Più le proprietà meccaniche delle rocce affioranti sono scarse, minore sarà l'acclività dei versanti. In tutto il versante occidentale dell'area di rilevamento affiora solo la Formazione di Werfen, le cui proprietà meccaniche sono assai scarse, essendo composta principalmente da litologie arenacee alternate a litofacies a grana fine tipo siltiti, mudstone e orizzonti evaporitici; infatti i pendii della suddetta area sono poco acclivi, mentre il versante orientale è composto da litologie più compatte (Dolomia del Serla Inferiore, Conglomerato del Piz da Peres ecc.) e risulta di conseguenza più ripido.

Per quanto riguarda gli aspetti climatici, la valle agordina presenta l'attuale aspetto in conseguenza dei numerosi processi fluviali e glaciali che si sono avvicinati nell'area Dolomitica nel corso dei periodo Terziario e Quaternario.

Di particolare importanza è stato il clima generalmente freddo del Pleistocene – Olocene, che ha comportato il succedersi di almeno 4 cicli glaciali che hanno modificato profondamente gli aspetti morfologici delle vallate dolomitiche, sia con forme di erosione che con forme di accumulo.

Sicuramente i depositi glaciali non sono i più rappresentativi della morfologia dell'area perché sono stati successivamente erosi e rielaborati dall'attività torrentizia (prima e dopo l'ultimo massimo glaciale), ma nel contempo l'attività glaciale ha modificato profondamente l'aspetto delle valli dolomitiche e ne ha condizionato la successiva evoluzione.

Essendo un'area valliva le uniche testimonianze dell'attività glaciale si hanno per la forma delle valli, la classica forma a U che ancora oggi si nota nelle valli agordine, e poi per la presenza di depositi morenici che hanno permesso la creazione di terrazzi sui quali si è sviluppata l'attività antropica



Tipico profilo a U di una valle modellata dall'azione glaciale. Dopo il ritiro della lingua glaciale sul fondovalle si è impostato un sistema torrentizio e i ripidi versanti si sono raccordati al fondovalle tramite conoidi detritiche, ancora visibili nonostante la fitta copertura boschiva. Si tratta della valle di Taibon Agordino.



Immagine di un tipico terrazzo morenico che ha permesso la stabilizzazione di attività antropiche anche lungo i versanti più ripidi

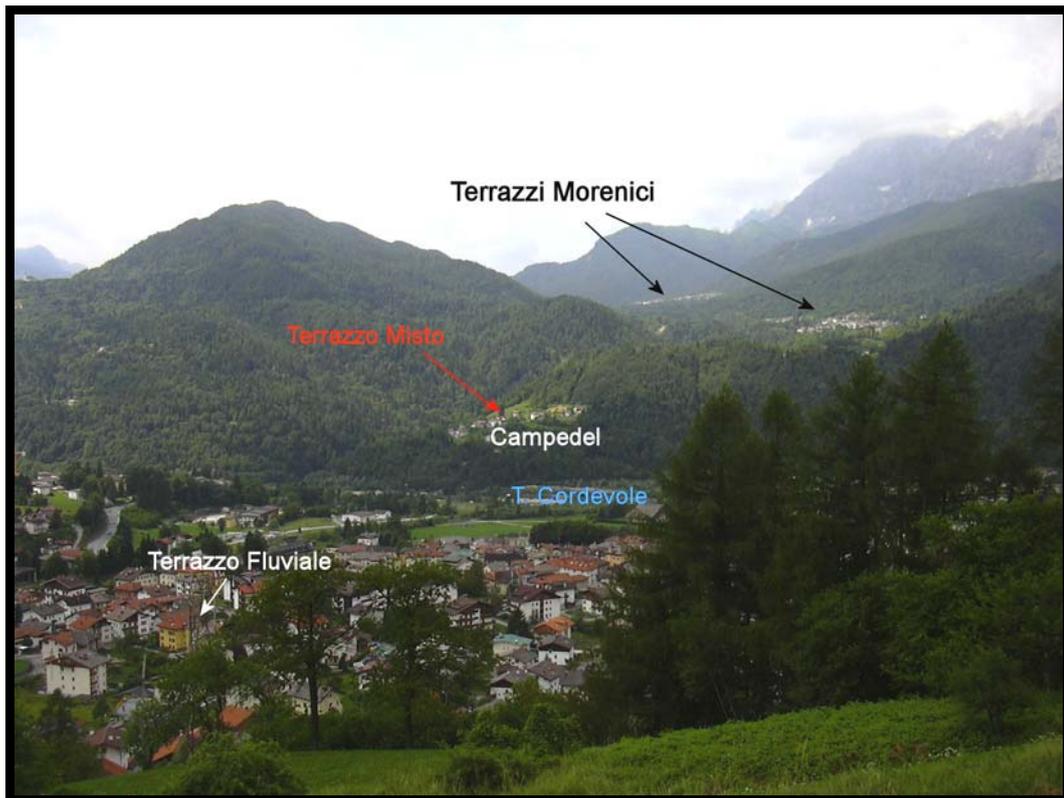


Immagine della vallata agordina, scattata dalla strada che da Agordo porta a Rif sul tornante a quota 725 m s.l.m. Con questa immagine si vuole rappresentare la complessità della valle agordina per quanto riguarda la sua evoluzione quaternaria. Come si vede ci sono terrazzi morenici a varie quote, anche molto elevate (750 e 1100 m secondo Penck & Bruckner), terrazzi fluviali e misti (il terrazzo di Campedel è definito misto per la presenza di depositi morenici ai quali si sono appoggiati depositi fluviali del torrente Cordevole, quando il livello di base lo permetteva).

Con il ritiro dei ghiacciai si sono verificati intensi fenomeni di rimaneggiamento ad opera dei corsi d'acqua che hanno prevalentemente inciso i depositi più antichi, terrazzandoli. Le zone sovralluvionate sono imputabili a fenomeni di sbarramento da frana, da colata detritica e da argine morenico, com'è accaduto nell'area di Voltago Agordino.

Forme e depositi di minore importanza in un area valliva come questa, ma comunque presenti anche per la relativa vicinanza di una zona schiettamente montana come quella del Framont, sono quelli di origine periglaciale, associati all'azione del gelo e della neve. I fenomeni crioclastici sono responsabili di alcune frane e di un paio di colate detritiche, tipo *debris-flow*, concentrate nel settore orientale dell'area rilevata, a causa della natura più compatta delle litologie che lo compongono.

Il paesaggio, infine, ha subito e continua a subire modificazioni più o meno profonde ad opera dell'uomo (ampliamento della rete stradale, costruzione di nuovi edifici ecc.).

4. Storia Geologica delle Dolomiti

Una caratteristica estremamente importante delle Dolomiti è il fatto che l'evoluzione tettonica alla quale sono state sottoposte non ha assunto il carattere duttile e pervasivo che si osserva, al contrario, in gran parte del resto delle Alpi.

I principali sistemi deformativi dolomitici sono, in genere, molto spazati consentendo alle interposte sezioni crostali di permanere indenni o di deformarsi solo in modo blando. Per questo motivo le coperture Permo-Cenozoiche sono perfettamente conservate e, grazie al sollevamento alpino, offrono le magnifiche esposizioni che hanno reso famose le Dolomiti anche dal punto di vista geologico (Bosellini, 1987). Essendo esenti da deformazioni metamorfiche alpine ed essendo generalmente deformate solo a grande scala, le alpi Meridionali ed in particolare le Dolomiti, offrono le condizioni ottimali per ricostruire le vicende prealpine. In questo modo si possono analizzare le geometrie, le variazioni di facies ed in generale ricostruire l'evoluzione paleogeografica di più piattaforme carbonatiche che, con le associate sequenze bacinali, hanno permesso di creare modelli applicabili ad analoghe successioni "extraalpine". Per tale ragione va riconosciuto alla regione dolomitica il ruolo di vera e propria palestra geologica, paleontologica e naturalistica.

Il fatto che alle Dolomiti manchi un'impronta metamorfica alpina, ha consentito la conservazione sia del basamento ercinico, che delle plutoniti permiane, rendendo possibile una ricostruzione ampliabile anche a gran parte del Paleozoico. I paragrafi seguenti analizzeranno in dettaglio le tappe della storia geologica delle Dolomiti. Dopo aver tracciato un quadro generale dell'orogenesi ercinica, si focalizzerà l'attenzione sull'evoluzione permiana e triassica delle Dolomiti in generale e dell'are di tesi in particolare.

Partendo da una breve analisi litologica delle formazioni affioranti in Dolomiti (per un'analisi più approfondita riferirsi al capitolo 5), si affronteranno i problemi legati alla nomenclatura ed alla suddivisione storica delle formazioni stesse. Le Dolomiti infatti sono state studiate dai geologi di tutto il mondo e fino dal 1800, il che significa che è presente una notevole mole di letteratura sulle successioni dolomitiche, che non sempre risulta conforme con gli attuali standard di ricerca, che verranno seguiti in questo lavoro di tesi. Per questa ragione si è reso necessario un lavoro di riordino storico e stratigrafico delle formazioni osservate durante il rilevamento.

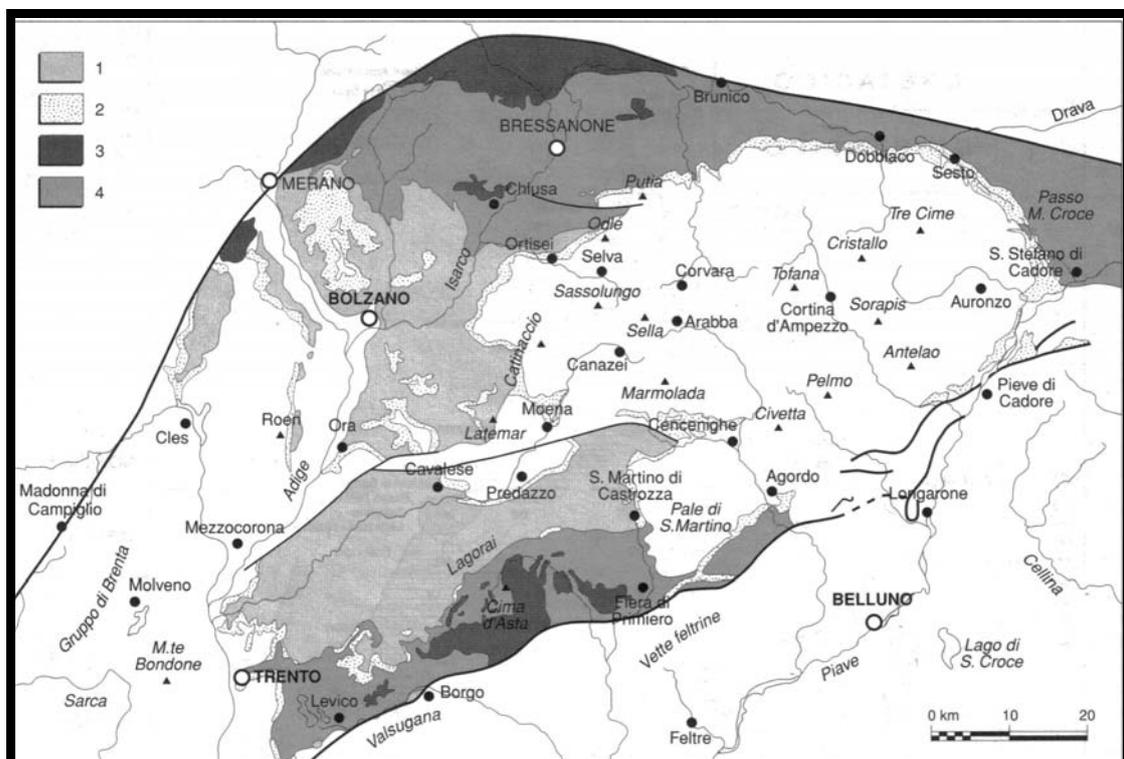
Successivamente verranno fornite delle indicazioni paleoambientali per ogni singola formazione rinvenuta durante i lavori di campagna, al fine di chiarire l'evoluzione ambientale e climatica dell'area agordina, durante il Paleo-Mesozoico.

Per finire verranno forniti anche dati riguardanti i più recenti studi stratigrafico sequenziali della successione Permo-Triassica affiorante nella Conca di Agordo. Per questa parte ci si è riferiti principalmente ai lavori di Cassinis & Neri (1992, 1998) e De Zanche *et alii* (1998) ed alle definizioni e metodologie accettate dalla Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana, contenute nella Guida Italiana alla Classificazione e alla Terminologia Stratigrafica (Germani, Angiolini, Cita).

4.1. Orogenesi Ercinica

La storia geologica delle alpi cominciò parecchie centinaia di millenni fa. Le falde più antiche presenti nella catena alpina possono essere infatti ascritte, al basamento metamorfico formatosi durante l'orogenesi ercinica. Tale ciclo orogenetico ha coinvolto la terra a partire da circa 500 milioni di anni fa.

E' oramai assodato che la fase distensiva del ciclo orogenetico ercinico ha inizio nel Cambriano e perdura fino all'Ordoviciano. Durante questa fase si assistette ad eventi tettonici che portarono allo smembramento della crosta continentale del continente pan-africano creato nel Proterozoico superiore.



Localizzazione dei principali massicci della regione Dolomitica, nel contesto del sudalpino centro-orientale. 1) Vulcaniti permiane; 2) Unità sedimentarie permiane; 3) Corpi intrusivi permiani; 4) Basamento metamorfico varisco. In bianco sono rappresentate le successioni post-permiane (Bosellini, 1996, leggermente modificato da Neri & Stefani, 1998).

Per tutto l'Ordoviciano la tettonica distensiva continua ad operare assottigliando e in alcuni casi lacerando la crosta. Ne sono testimonianza i numerosi episodi di magmatismo sia acido che basico, prevalentemente sottomarino e la messa in posto di potenti coltri sedimentarie, di ambiente marino poco profondo come indicano i protoliti, facilitate dall'aumento di spazio di accomodamento nei bacini ad opera della tettonica.

La seconda fase del ciclo orogenetico, quella compressiva, ha inizio a partire dal Carbonifero superiore. Tramite una tettonica polifasica avviene la collisione continentale tra i due continenti presenti, il Gondwana a sud e il Laurussia a nord. La conseguenza ultima è la creazione del supercontinente detto: Pangea.

L'analisi strutturale (Poli *et al.*, 1996) ha documentato il complesso sovrapporsi di fasi deformative e blastiche, che quasi ovunque hanno obliterato le superfici sedimentarie. Si tratta di un metamorfismo polifasico, con relitti di una fase iniziale di alta pressione, una generale impronta barroviana seguita da locali riequilibrazioni di bassa pressione.

Più precisamente, in Dolomiti sono stati datati radiometricamente due episodi, uno risalente a circa 350 Ma e l'altro fra 330 e 320 Ma. Il primo evento fu il più intenso, produsse grandi sovrascorrimenti, associati a pieghe isoclinali, di direzione prevalente N-S. Questa fase produsse un'accentuata scistosità S_1 e sviluppò la paragenesi di grado più elevato, affiorante nell'agordino e riconoscibile per le subfacies ad Almandino. Seguono poi riequilibri a bassa pressione a cui sono associati intrusioni plutoniche

La fase successiva fu più blanda e fu associata ad una diffusa blastesi retrometamorfica, associata a scistosità meno penetrativa e sovrascorrimenti e pieghe meno serrate.

Le falde metamorfiche e magmatiche appartenenti al paleozoico e messe in posto dall'orogenesi ercinica, riguardano solo marginalmente l'area di studio qui considerata. All'interno della zona oggetto del rilevamento il basamento metamorfico non è affatto presente; è presente però immediatamente più a sud, nei colli che circondano Voltago e La Valle Agordina.

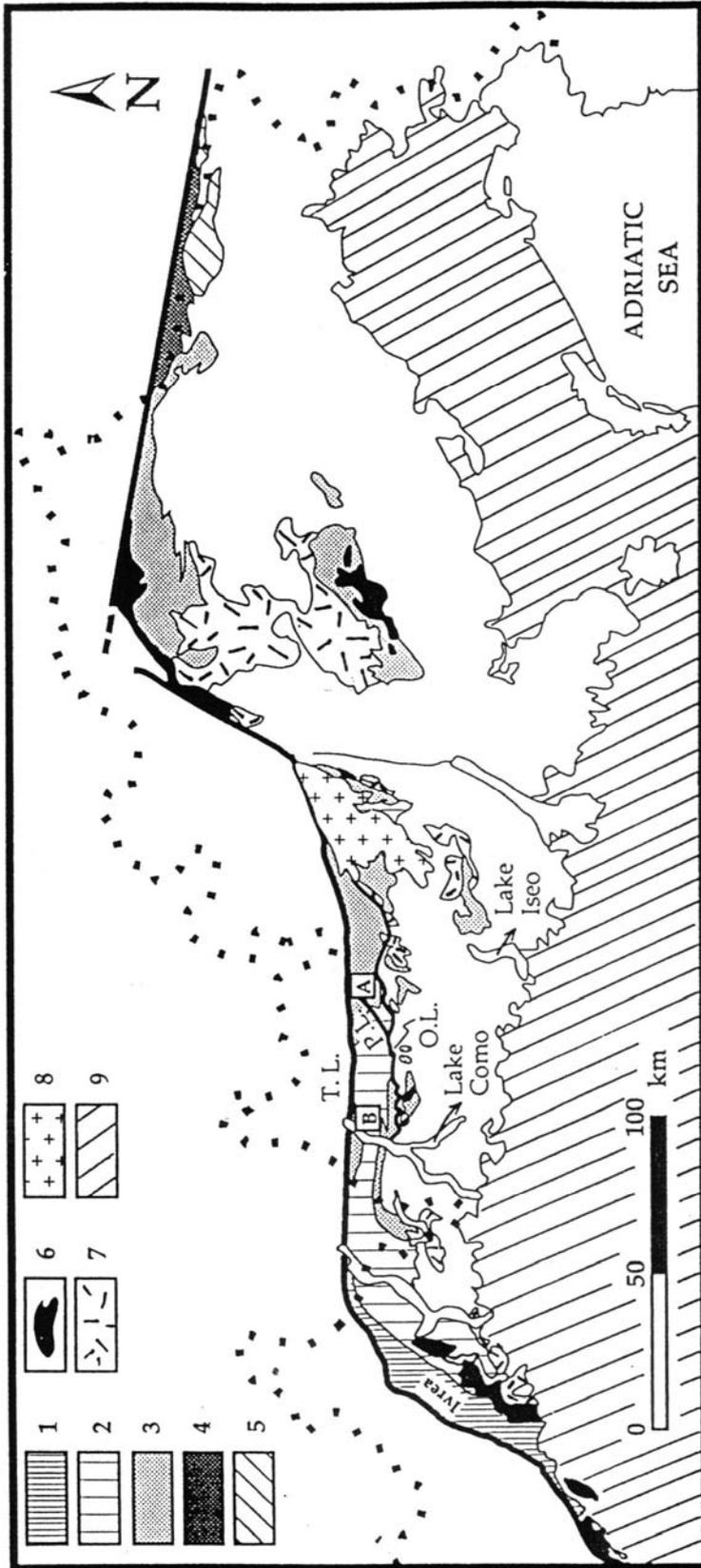
Nelle Dolomiti tale basamento è caratterizzato da paragenesi intermedie, degli scisti verdi ed è privo delle fasi di alta pressione.

Si distinguono generalmente un gruppo inferiore ed uno superiore (Bosellini, 1996).

Quello inferiore è caratterizzato da metasedimenti, come filladi sericitiche, micascisti, scisti grafitici, quarziti, metareniti e subordinati paragneiss. Mentre quello superiore è ricco di metavulcaniti sia acide che basiche, associate a volumi variabili di metasedimenti.

Nell'agordino entrambi i gruppi, sia inferiore che superiore, sono rappresentati da filladi, che affiorano nelle zone indicate in precedenza, poco più a sud rispetto ai limiti della zona di rilevamento.

Secondo le recenti interpretazioni, nel Permiano la tettonica compressiva tardo ercinica fu sostituita da una tettonica trascorrente che ha caratterizzato l'evoluzione Permo-Triassica, di cui si parlerà nel successivo paragrafo.



Distribuzione del metamorfismo regionale ercinico nel basamento delle Dolomiti. (Diella *et al.*, 1992)

4.2. Evoluzione Permiana

Il periodo post-ericinico è dominato da una tettonica transtensiva che gioca un ruolo estremamente importante nell'evoluzione sedimentaria e paleogeografica delle Dolomiti e più in generale di quasi tutta l'Europa.

Nell'area sudalpina è chiara la presenza di due maggiori cicli tettono-sedimentari (di III° ordine), di età essenzialmente permiana, separati da una lacuna di incerta durata.

Il Ciclo Inferiore è influenzato in modo drastico dall'azione estensionale della tettonica, che si manifesta in condizioni tipo *strike-slip*. La caratteristica principale di tale ciclo è che si trova confinato in bacini sedimentari bordati da faglie e alti strutturali che ne condizionano la geometria deposizionale. La composizione stratigrafica di tale ciclo è in gran parte costituita da prodotti vulcanici che riempiono i bacini creati dalla distensione e giacciono direttamente sul substrato ercinico. Oltre ai prodotti vulcanici, il ciclo inferiore comprende anche il Conglomerato di Ponte Gardena (Dal Cin, 1972). Si tratta di lenti di conglomerato clasto- e matrice-supportato, a volte anche abbastanza maturo, composto essenzialmente da litologie derivanti dal basamento metamorfico. L'origine è probabilmente da riempimento di paleovalli o da conoidi pedemontane.

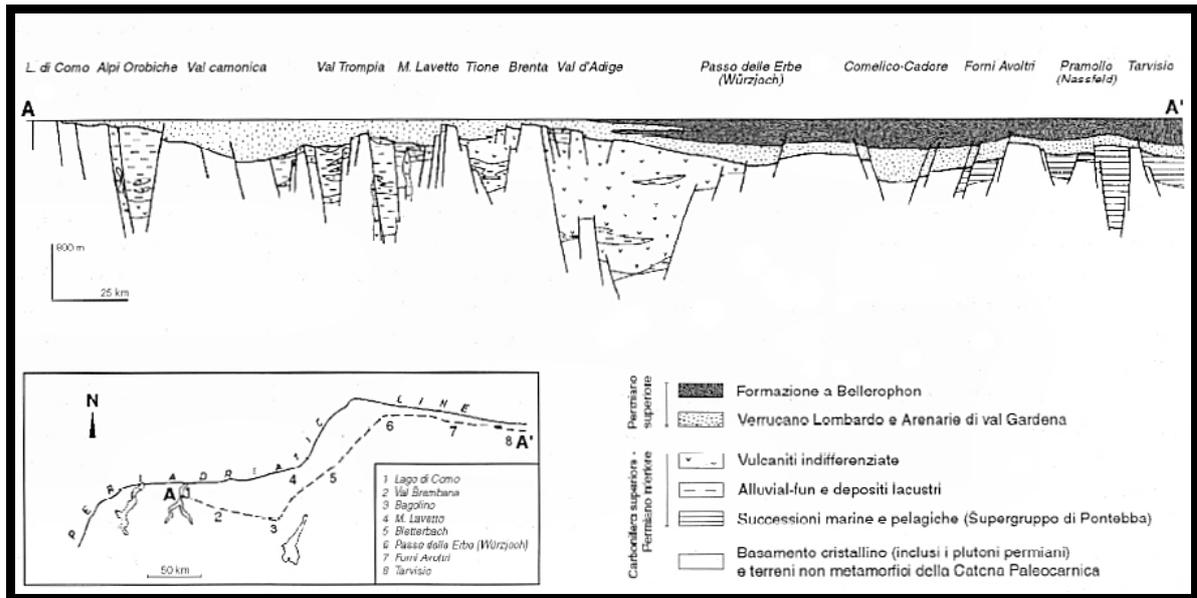
Per il Conglomerato di Ponte Gardena non è stato possibile fornire una datazione precisa, anche se è generalmente riferito al Permiano superiore, mentre per i depositi vulcanici è stato possibile calcolare l'età radiometrica, che è compresa tra 276 e 268 Ma.

Il limite tra la sedimentazione del ciclo inferiore e quella del ciclo superiore, è marcato da una lacuna sia erosiva che deposizionale. La durata di tale lacuna è ancora molto incerta, di sicuro copre un periodo temporale non inferiore a 8-9 Ma (Menning, 1995).

Il Ciclo Superiore comprende diverse formazioni. Ciò che differenzia i due cicli è essenzialmente il diverso ruolo esercitato dalla tettonica. Nel ciclo inferiore la tettonica ha prodotto un geometria tipo *trough-and-swell* che ha permesso ai sedimenti di depositarsi solo nei bacini. Il ciclo superiore invece, ha geometrie deposizionali di copertura, nel senso che le formazioni ad esso appartenenti coprono tutta l'area di deposizione, anche gli alti strutturali lasciati liberi durante il precedente ciclo. Ciò può riflettere la transizione da un regime controllato dalle faglie transtensive ad un regime di subsidenza termica (Massari & Neri, 1998).

Nell'interpretazione classica tale ciclo sedimentario è caratterizzato dai *red-beds* delle Arenarie della Val Gardena e dalle evaporiti seguita da calcari scuri appartenenti alla Formazione a *Bellerophon*. Recenti studi di stratigrafia sequenziale molto dettagliati su tutta l'area del sudalpino hanno messo in evidenza una ciclicità a periodo più basso che

comprende anche i terreni del Triassico inferiore e dell'Anisico. Ration per cui secondo alcuni autori il secondo ciclo sedimentario, quello superiore comprende dal Permiano al Triassico medio; include quindi le Arenarie della Val Gardena, la Formazione a *Bellerophon*, la Formazione di Werfen e la Formazione del Serla Inferiore (Massari e Neri, 1997).



Profilo geologico delle Dolomiti nel periodo Permiano. Come si nota il ciclo inferiore si è depositato in bacini confinati da un sistema di faglie, mentre il ciclo superiore, cioè Fm. a *Bellerophon* e AVG ha geometrie di copertura dei precedenti bacini.

La parte permiana del ciclo superiore, comprende per prima cosa le Arenarie della Val Gardena (AVG), arenarie rosse silicoclastiche, la cui composizione inizialmente riflette la litologia del substrato su cui s'impongono, cioè vulcaniti e metamorfiti appartenenti sia al ciclo inferiore e successivamente tendono ad arricchirsi di prodotti plutonici e metamorfici di medio-basso grado, che testimoniano un approfondimento dell'erosione dell'area, essendo appartenenti al basamento ercinico.

L'associazione di facies presenti nelle AVG suggerisce un regime fluviale che presenta rapide ed erratiche fluttuazioni in fase di deposizione e che presenta una generale evoluzione *fining*. Si passa da fiumi tipo *braided*, a pianie alluvionali sabbiose fino ad arrivare ad un sistema meandriforme più evoluto. Dagli studi di stratigrafia sequenziale si è scoperto che questo tipo di evoluzione fluviale testimonia tendenze da regimi confinati, che potevano predisporre di una rea limitata di avulsione, a regimi senza limitazioni areali.

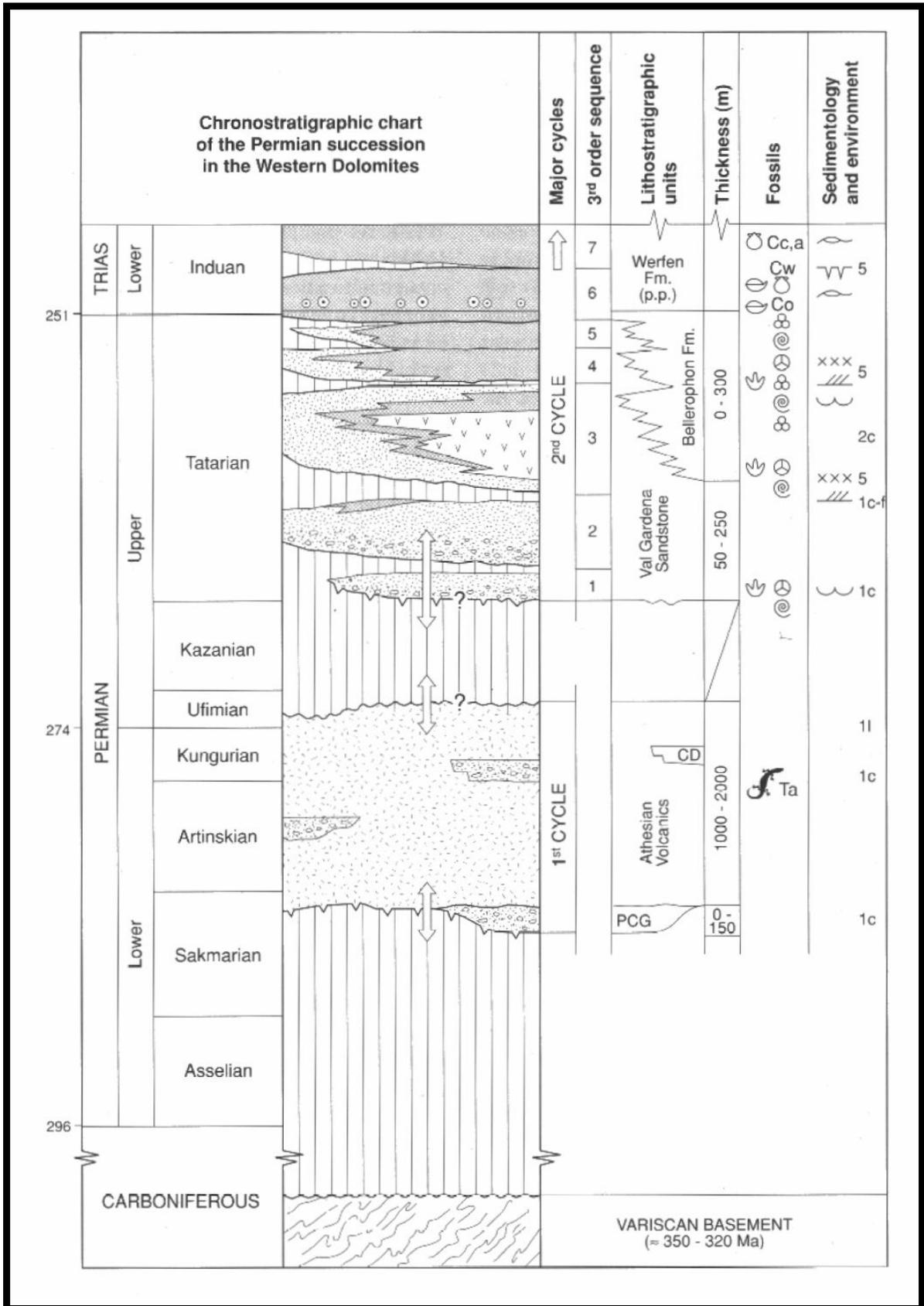
E il passaggio da sistemi fluviali perenni o semi-perenni a sistemi effimeri. Tutto ciò testimonia il generale innalzamento del livello di base.

Successivamente, infatti il sistema fluviale lascia il posto ad ambienti costieri di *sabkha* e *mud-flats*, con influenze marine, tidali e da onda (Bosellini, 1996). Sono presenti all'interno della formazione dei paleosuoli rappresentati da suoli calcici che suggeriscono un ambiente da temperato a caldo, semi-arido o secco-semiumido con variazioni stagionali delle precipitazioni molto marcate (Massari & Neri, 1998).

Questa successione fluviale passa rapidamente verso l'alto ad una potente unità evaporitica, inquadrata nella Formazione a *Bellerophon*. La sedimentazione fluviale migrò a ovest, ed è solo in questa fase che una serie di paleoalti costituiti da porfidi, furono ricoperti dalle Arenarie della Val Gardena (Bosellini, 1996). In Dolomiti, invece si era già insediata una sedimentazione francamente marina. La trasgressione raggiunse progressivamente anche le aree occidentali, ed è per questo motivo che a grande scala la Formazione a *Bellerophon* presenta una geometria a *pinch-out*. Lo spessore della formazione varia, infatti da ovest verso est, da 0 a circa 350 m, anche se spesso non è determinabile a causa dell'elevata tettonizzazione.

La Formazione s *Bellerophon* comprende un'ampia serie di litofacies di mare basso; viene suddivisa in due membri, uno evaporitico alla base ed uno costituito da calcari scuri fossiliferi.

Va detto che all'interno della formazione sono riscontrabili associazioni di facies continentali (*red-beds*), lagunari (evaporiti e e alternanze peliti/dolomie con faune oligotopiche) e di shelf (calcari fossiliferi) che si ripetono ciclicamente permettendo il riconoscimento di sequenze trasgressivo-regressive all'interno dell'insieme AVG-Fm. a *Bellerophon*. Cicli, che studi recenti hanno dimostrato essere di III° ordine e che si ripetono all'interno sia dei sedimenti Permiani che di quelli Triassici. Per Massari & Neri, 1998, questi cicli potrebbero essere almeno 5 solo nell'insieme AVG-*Bellerophon*.

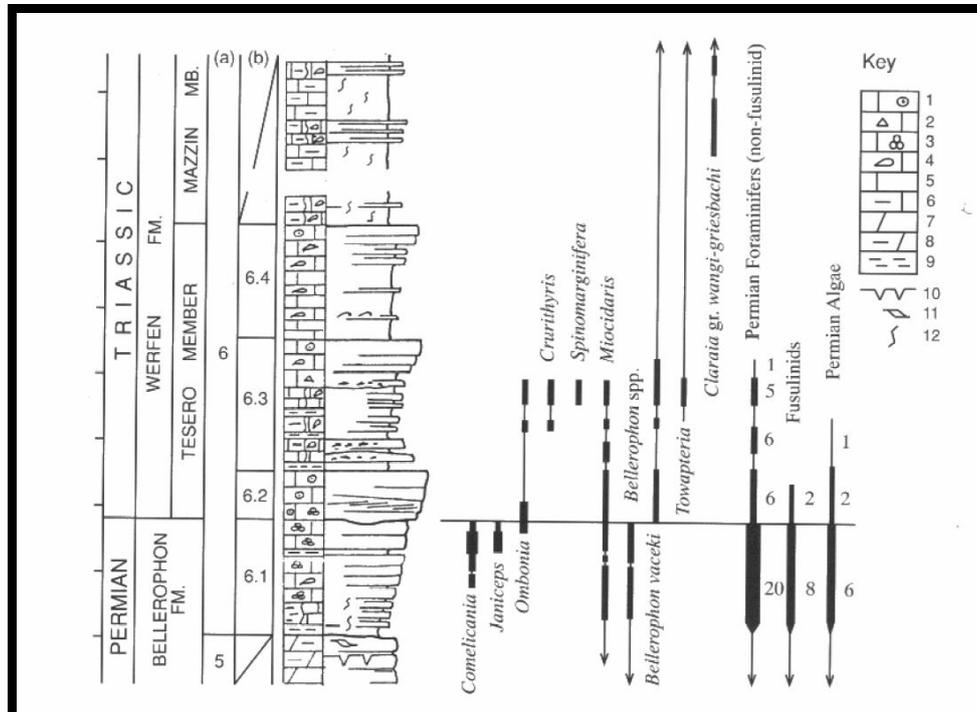


Carta cronostatigrafica della successione permiana nelle Dolomiti occidentali. Abbreviazioni: PCG, Conglomerato di Ponte Gardena; CD, depositi clastici intercalati nelle vulcaniti. (Cassinis *et al.*, 1998)

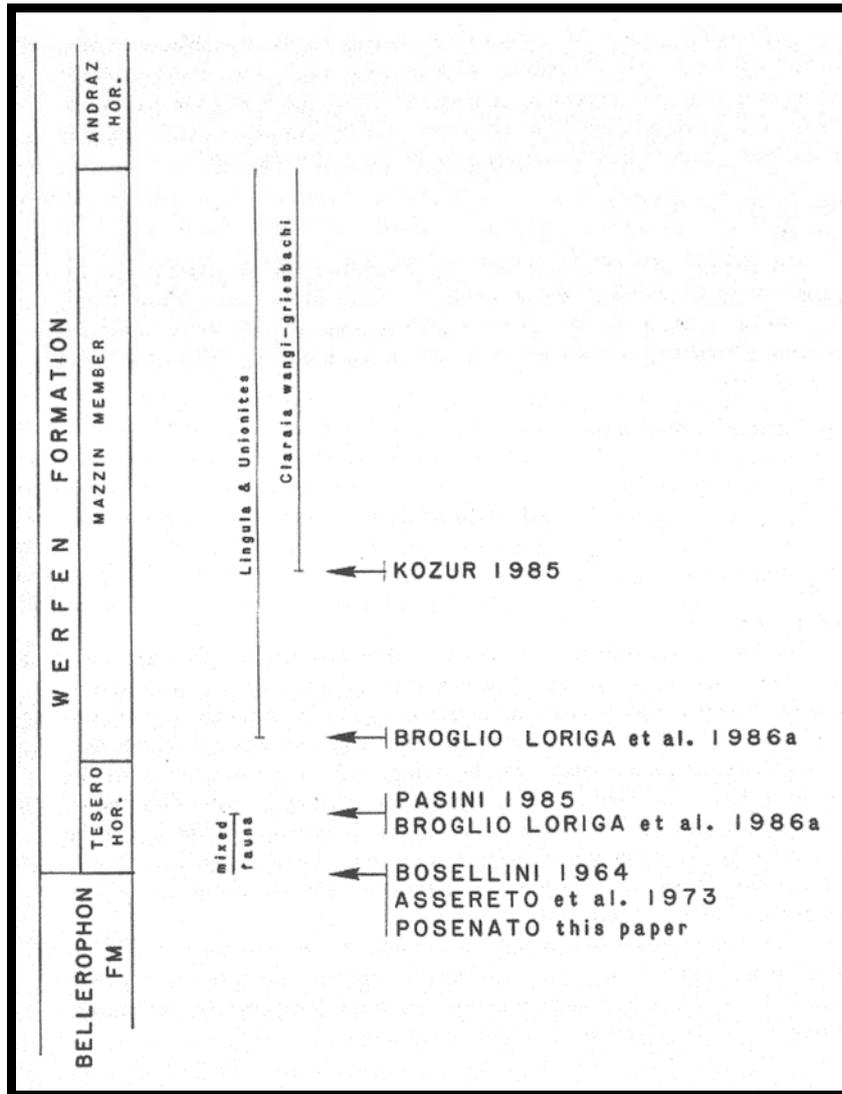
4.3. Evoluzione Triassica

Il limite Permo-Triassico è stato storicamente indicato al passaggio tra la Formazione a *Bellerophon* e la Formazione di Werfen (Bosellini, 1964; Assereto *et al.*, 1973). Il ritrovamento di micro e macrofossili ad affinità permiana, non rimaneggiati nell'Orizzonte di Tesero (Formazione di Werfen) e la natura transizionale del limite tra la Fm. a *Bellerophon* e l'Orizzonte di Tesero, hanno però indotto alcuni autori a modificare il limite P/T, trasladandolo all'interno della Formazione di Werfen, a varie distanze dal limite formazionale (Pasini, 1985; Broglio Loriga *et al.*, 1986).

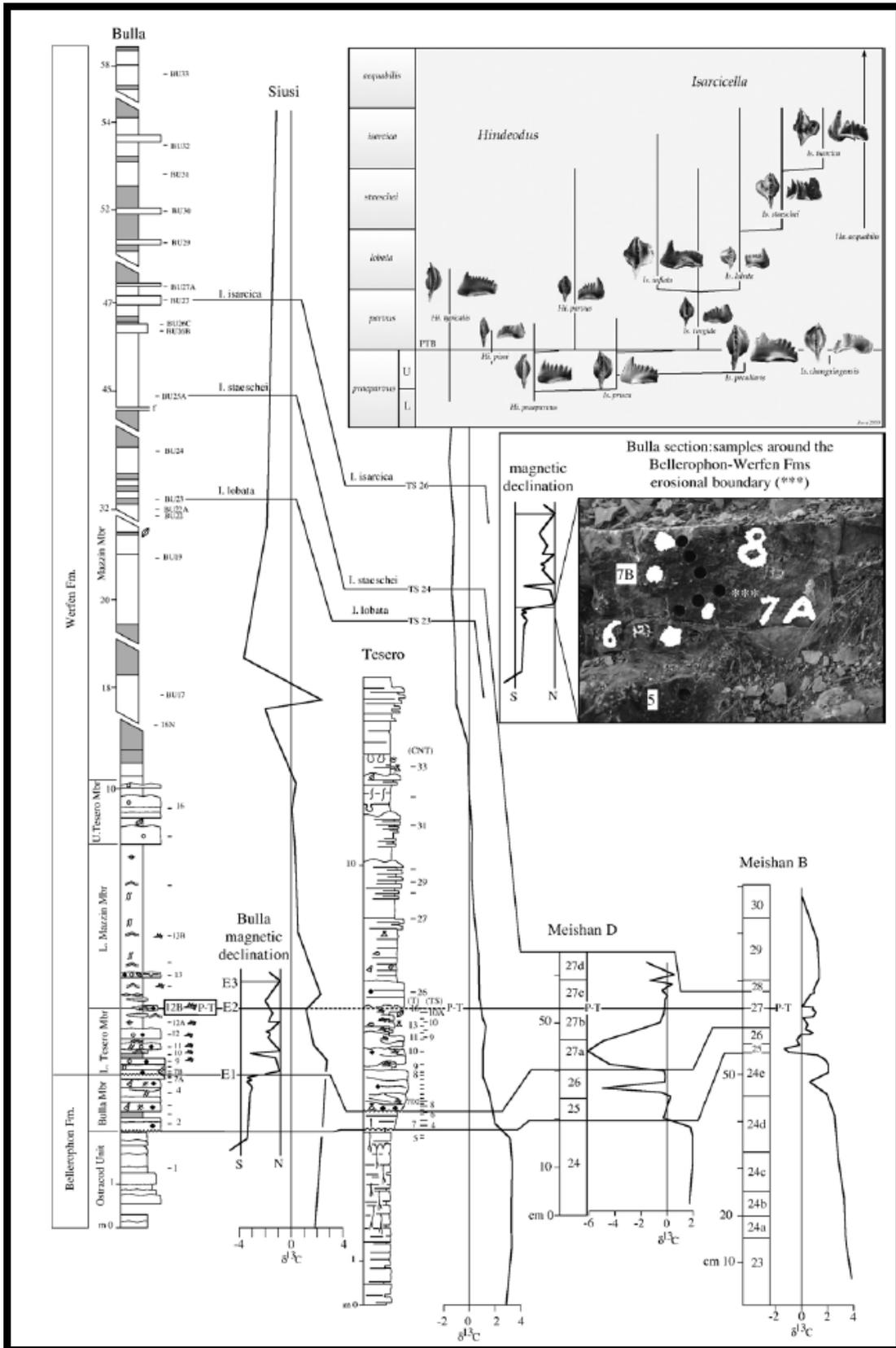
Attualmente, dopo un lungo periodo in cui il limite P/T era ritornato ad essere coincidente con il limite formazionale (Posenato, 1988), si è tornati all'ipotesi suggerita da Broglio Loriga (1986). Il limite Permo-Triassico viene quindi posto al termine della zona a fauna mista, dove appare il conodonte *Hindeodus parvus*, all'inizio della zona a *Lingula*. Il limite P/T, infatti, è posto al al First Appearance Datum (FAD) del conodonte *Hindeodus parvus* (Kozur and Pjatakova, 1976) e la sezione dove è stato ufficialmente posto il limite è quella di Meshian D, in Cina dove è posto il Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) (Yin *et al.*, 2001).



Sezione stratigrafica ideale della successione presente in corrispondenza del limite P/T nelle Dolomiti, basata principalmente sulle sezioni di Tesero e del Sass di Putia. 1. *grainstone* oolitico; 2. *grainstone* intraclastico e *packstone*; 3. *packstone* con foraminiferi ed alghe; 4. *packstone* bioclastico con bivalvi, ostracodi e microgasteropodi; 5. *mudstone* e *wackestone*; 6. *mudstone* marnoso; 7. *fenestre*; 12. bioturbazione. (Cassinis *et al.*, 1998)

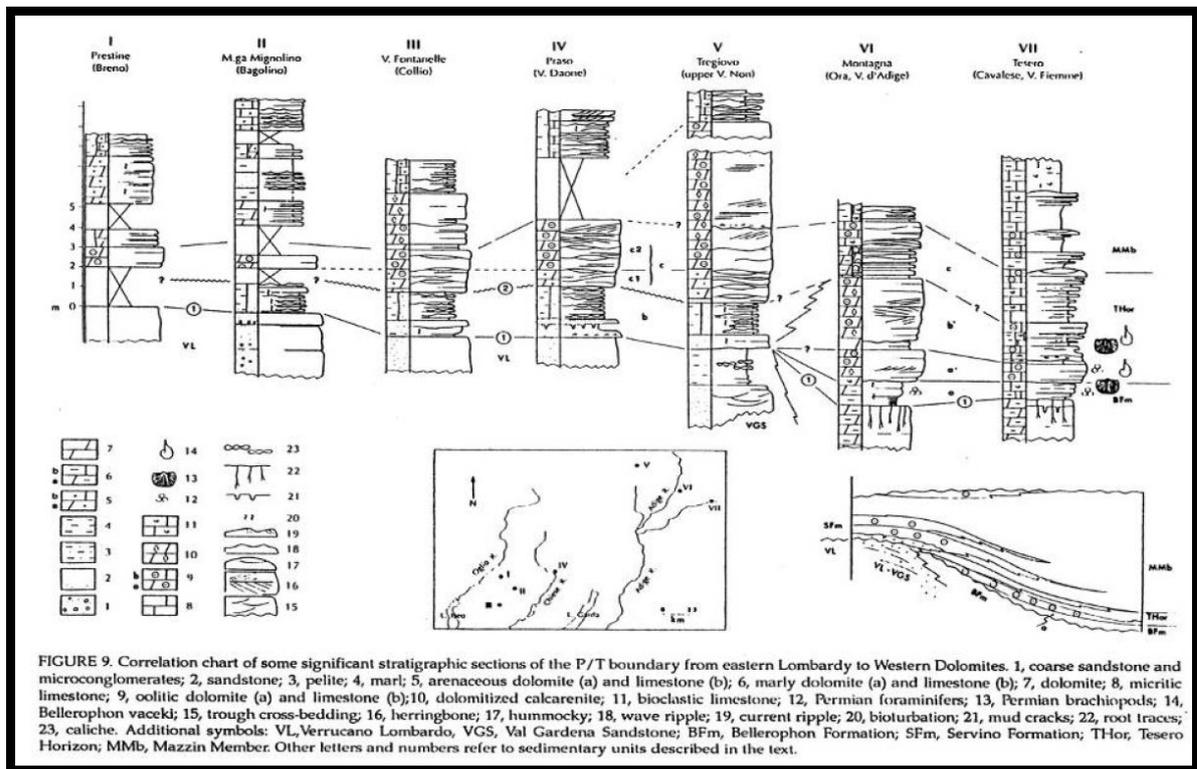


Posizione del limite Permo-Triassico in Dolomiti, secondo vari autori. Per parecchio tempo il limite P/T è coinciso con il limite formazionale. Attualmente però è tornata in auge la teoria proposta da Broglio Loriga, 1986, ed il limite P/T è stato posto al termine della zona a fauna mista, circa coincidente col il limite Orizzonte di Tesero – Membro di Mazzin.



Distribuzioni biostratigrafiche dei Conodonti nella Formazione a *Bellerophon* e nella Formazione di Werfen.

Dal punto di vista paleoambientale al passaggio Permo-Trias, dopo una breve fase regressiva documentata da livelli di dolomie vacuolari, a volte con *mud-cracks* in prossimità del tetto della Fm. a *Bellerophon*, si assiste ad una trasgressione molto rapida che riportò condizioni subtidali su tutte le Dolomiti e si estese successivamente a ovest. Questa trasgressione segna la base della Formazione di Werfen.

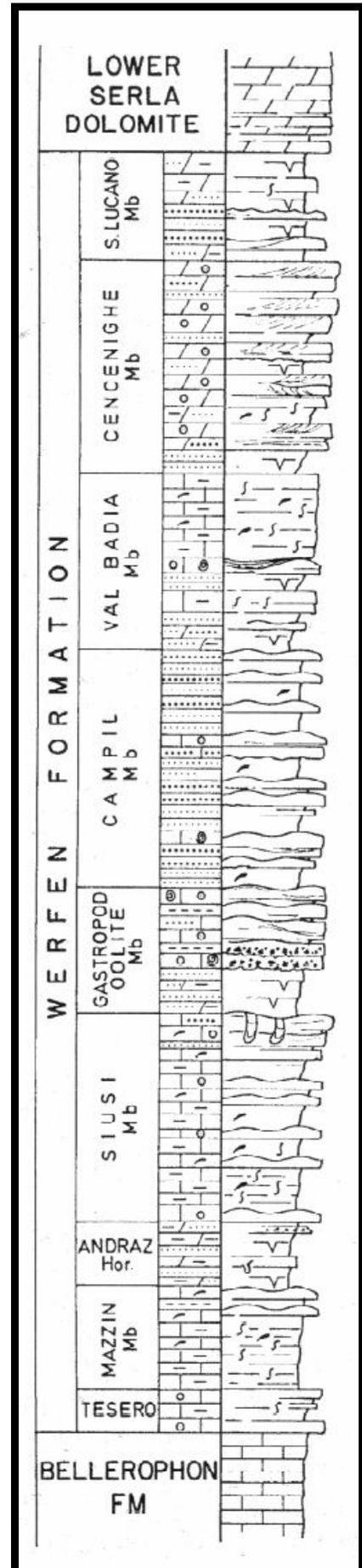


Correlazioni tra alcune sezioni del limite P/T dalla Lombardia alla Carnia (Cassinis *et al.*, 1993).

Questa formazione è costituita da una fitta alternanza di litofacies terrigene e carbonatiche, deposte in un ambiente di *shelf* marino, ampio e piatto (ciò comporta una distribuzione laterale piuttosto uniforme delle facies, che sono quindi riconoscibili attraverso gran parte del sudalpino), le cui aree costiere si trovavano a ovest (Lombardia) e a sud (sotto l'attuale pianura veneta), mentre i fondali si approfondivano verso nord-est. I fondali si trovavano generalmente al di sotto del livello normale di base delle onde, ma nel raggio di azione delle onde di tempesta (da *shoreface* inferiore ad *offshore-transition* e *offshore s.s.*). Ne risulta una fitta alternanza di litotipi a grana fine, fangosi (micriti, marne e peliti) e di litotipi granulari, sabbiosi (calcareniti, arenarie ecc.).

I membri di Mazzin, Siusi, Oolite a Gasteropodi, Campil e Val Badia sono in gran parte caratterizzati da questo tipo di facies.

Colonna stratigrafica comprendente il limite P/T, tutta la Formazione di Werfen ed anche il passaggio di quest'ultima con la Dolomia del Serla Inferiore.



Un ulteriore gruppo di associazioni di facies è rappresentato da calcareniti oolitico-bioclastiche, che si alternano a marne e peliti a formare sequenze sia di tipo *fining-up* che di tipo *coarsening-up*. Le prime evolvono da calcareniti *cross-bedded* a facies *wavy* e *lenticular* e si chiudono con peliti a *mud-cracks*; si tratta di classici cicli tidali. Le seconde sono costituite alla base da marne/peliti bioturbate, fossilifere e passano gradualmente verso l'alto ad alternanze marne/tempestiti oolitico-bioclastiche ed infine, a corpi calcarenitici a stratificazione incrociata ed *herringbone*; sequenze che riflettono la progradazione di barre laterali su depositi di *shelf*. Facies caratteristiche del Membro di Cencenighe e di alcune unità di rango inferiore (es. Orizzonte di Tesero).

La sedimentazione subtidale che caratterizza gran parte della formazione è periodicamente interrotta da episodi caratterizzati da associazioni di facies di *mud-flat* inter-sopratidale.

L'alternanza di queste facies permette di dividere la Formazione di Werfen in almeno quattro sequenze deposizionali di III° ordine.

La Formazione di Werfen si chiude con l'ultimo episodio inter-sopratidale costituito dal Membro di San Lucano, che corrisponde ad un *transgressive system tract* che si conclude con la formazione della piattaforma carbonatica del Serla inferiore, che rappresenta il successivo *high-stand system tract*.

Nella transizione tra Scitico e Anisico infatti, terminano bruscamente gli apporti terrigeni e il sistema evolve in una piattaforma carbonatica con prevalenza di episodi inter- e subtidali e associati, vari episodi sopratidali anche prolungati, rappresentati da *teepee* e *caliches*. La Dolomia Serla inferiore è costituita da dolomie stratificate microcristalline, di colore che va dal bianco al grigio; con faune generalmente assai scarse (Pisa *et al.*, 1978), a tal punto che è ancora incerta la collocazione cronostratigrafica della formazione.

Nel Bitinico una fase di tettonica compressiva, interpretata come il risultato di una transpressione sinistra (Doglioni, 1984), in fase con una variazione eustatica, ovvero una caduta del livello marino (Gianolla *et al.*, 1998) fa emergere vaste porzioni dell'area prima interamente occupata dalla piattaforma carbonatica del Serla inferiore. Quest'evento provocò una complessa differenziazione ambientale con aree emerse, lagune, piattaforme carbonatiche e bacini.

Inizialmente parte della regione orientale emerse brevemente; tale emersione è associata a erosione e ha originato i Conglomerati del Piz da Peres, una formazione a geometria lenticolare e litologia conglomeratica, i cui ciottoli sono costituiti da clasti sia del Serla inferiore che del Werfen (De Zanche *et al.*, 1992, 1993).

Il livello inferiore della formazione è fortemente erosivo. I conglomerati sono originati in un ambiente di tipo fluviale o fluvio-deltaico e sono il riempimento di canali anche molto profondi che alle volte erodevano il substrato fino a raggiungere la Fm. di Werfen.

Superiormente i conglomerati spariscono e lasciano il posto a strati di dolomie siltose e sabbiose rosse, alternate a peliti.

In agordino si individuano due aree emerse, poste rispettivamente a sud e a nord della fascia Val di San Lucano-Val Corpassa (orientata a SW-NE). Nell'area meridionale, il reticolo idrografico è caratterizzato da fiumi dal percorso breve e di tipo *braided*. In Val di Zoldo si dimostra che l'alveo è incassato nel substrato; negli altri casi il carattere canalizzato del deposito è dimostrato indirettamente dal trend *fining-up* delle sequenze. La fascia compresa fra le due aree emerse è topograficamente depressa e agisce come un sistema di piccoli canali di marea (Pisa *et al.*, 1978).

Successivamente si assistette ad una fase di cicli trasgressivo-regressivi, i cui risultati variavano molto da zona a zona a causa della paleogeografia ad alti strutturali e piccoli bacini presente durante l'Anisico.

Dove prima la sedimentazione era più o meno omogenea su tutto il territorio dolomitico, con solo qualche differenza di spessore dovuta alla direzione E-W della trasgressione, adesso si instaura un sistema di piccole isolette separate da bracci di mare. Si tratta di isole piuttosto piccole, che restano emerse per periodi diversi a causa dei cicli di variazione marina. Ai loro margini si sviluppa una sedimentazione a carattere misto, terrigeno-carbonatico, con facies estremamente varie sia in senso orizzontale che verticale (Pisa *et al.*, 1978; Gianolla *et al.*, 1998; Neri & Stefani, 1998). Il carattere estremamente variabile della sedimentazione comporta tuttora tutta una serie di difficoltà nell'interpretazione geologica della successione anisica, difficoltà dovute al fatto che gli ambienti cambiano in maniera così rapida da un bacino sedimentario all'altro, e da un Piano all'altro, che risulta estremamente complicato effettuare correlazioni tra le varie formazioni rinvenute e identificate. Lo scopo di questo testo non è assolutamente quello di fornire interpretazioni sulle teorie formulate nei decenni scorsi riguardo a questo argomento; verranno comunque citate le più importanti per cercare di fornire dati utili ai fini di capire l'evoluzione dell'area rilevata durante l'Anisico.

I primi studi in questo senso furono effettuati da Pia nel 1937, che distinse sopra la Formazione di Werfen, una "Unterer Sarldolomit", un'unità conglomeratica chiamata "Untere Pereschichten" o "Richthofensche Konglomerat", un'unità calcarea detta "Pragser Schichten", seguita poi da un'unità conglomeratica e una dolomitica chiamate

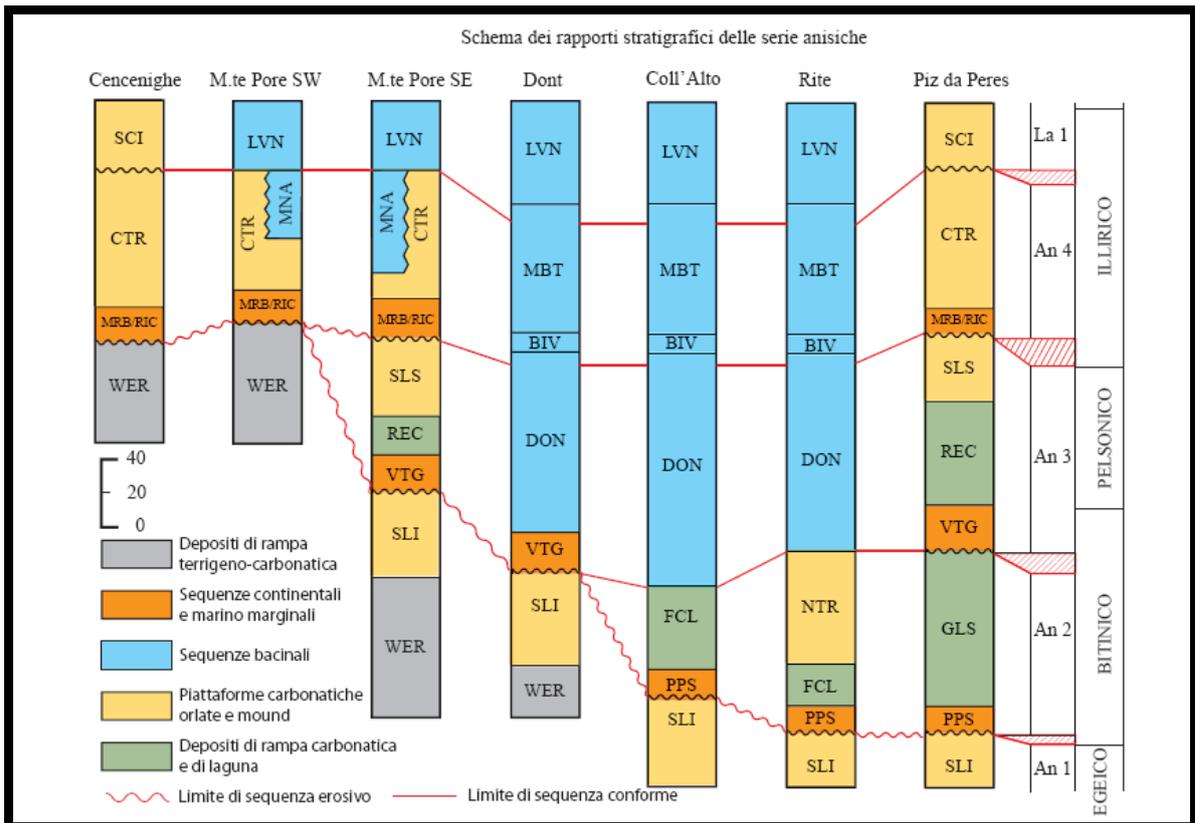
rispettivamente “Obere Peresschichten” e “Obere Sarldolomit”. Al di sopra di quest’ultima unità dolimitica inserirono la formazione di Buchenstein, presente tuttora con il nome, in Italia, di Formazione di Livinallongo. In pratica distinse una piattaforma carbonatiche immediatamente sopra il Werfen, e poi 2 cicli sedimentari costituiti da conglomerato basale e piattaforma carbonatica superiore. Al tetto la formazione di Buchenstein rappresenta una formazione che testimonia gli eventi vulcanici ladinici.

Nel 1970 Bachstädt & Brandner, riesaminarono la successione anisica studiando numerose sezioni e conclusero che esisteva un’unità conglomeratica all’interno dell’”Untere Sarldolomit” di Pia, che chiamarono “Untere Peresschichten”. Capirono anche che la divisioni delle unità sovrastanti l’”Untere Sarldolomit” era mancante di qualcosa e suggerirono l’aggiunta di alcune formazioni fossilifere come ad esempio l’”Algenwellenkalk”, un’unità calcarea a dasicladacea, eteropica con i coglomerati del “Mittlere Peresschichten”, che rappresentava l’”Untere Peresschichten” di Pia. Anche la parte riguardate il ciclo sedimentario superiore fu rivista nel 1970, fu aggiunta un’unità terrigeno-carbonatica bacinale all’”Obere Peresschichten”, che chiamarono “Annulatissimakalke”.

PIA (1937)	BECHSTÄDT & BRANDNER (1970)	De Zanche <i>et al.</i> (1992) Piz Da Peres	Conca di Agordo (this paper)
BUCHENSTEINER SCH.	BUCHENSTEINER SCH.	LIVINALLONGO FM.	LIVINALLONGO FM.
OBERSTER SARLDOLOMIT	OBERER SARLDOLOMIT	CONTRIN FM.	MONTE AMBATA FM.
OBERE PERESSCHICHTEN	ANNULATISSIMAKALKE	MORBIAC DARK LMS.	MORBIAC FM.
	OBERE PERESSCHICHTEN	RICHTHOFEN CGM.	BIVERA FM.
Kalke oder Dolomite	RIFFKALKE	UPPER SERLA FM.	DONT FORMATION
PRAGSER SCHICHTEN		RECOARO LM.	
Knollige Kalke	BECKEN-SEDIMENTE	VOLTAGO CONGLOMERATE	
UNTERE PERESSCHICHTEN (Richthofensche Konglomerat)	DELTA SCHÜTTUNG MITTLERE PERESSCHICHTEN ALGEN-WELLEN-KALK		
UNTERER SARLDOLOMIT	UNTERER SARL-DOLOMIT	GRACILIS FM.	COLLALTO FM.
	UNTERE PERESSCHICHTEN	PIZ DA PERES CGM.	PIZ DA PERES CGM.
		LOWER SERLA DOLOMITE	LOWER SERLA DOLOMITE
WERFENER SCH.	WERFENER SCH.	WERFEN FM.	WERFEN FM.

Schema stratigrafico che mostra i rapporti tra le formazioni citate da Pia (1937) e Bechstadt & Brandner (1970), con le formazioni attuali nell’area del Piz da Peres e nell’area agordina (De Zanche *et al.*, 1992, modificato)

Pisa *et al.* (1978) chiamarono l'unità che comprendeva la parte superiore della formazione di Werfen (Membro di San Lucano) e la dolomia che lo sovrastava, Formazione del Serla Inferiore. Poi raggrupparono tutte le unità che si trovavano tra il Serla inferiore e la Formazione di Buchenstein, in un gruppo che chiamarono "Strati di Braies" e che comprendeva tutte le unità calcaree, dolomitiche, conglomeratiche, arenacee e pelitiche descritte dai precedenti autori al di sopra dell'"Untere Sarldolomit".

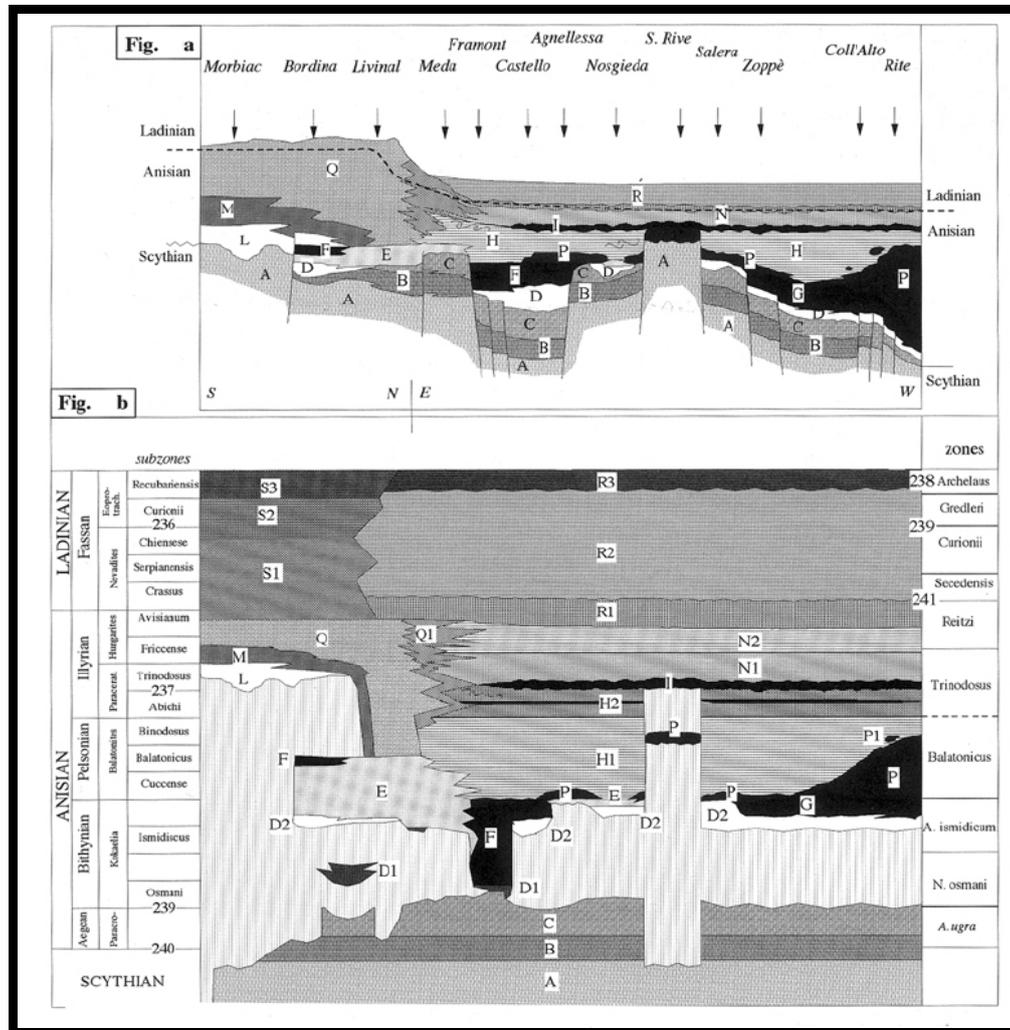


Schema dei rapporti stratigrafici delle serie anisiche (Neri *et alii.*, 2007)

Gli studi più recenti hanno consentito di distinguere, secondo De Zanche *et al.*, 3 cicli sedimentari all'interno dei corpi rocciosi compresi tra la Dolomia del Serla Inferiore e la Formazione di Livinallongo.

Il primo ciclo comprende il Conglomerato del Piz da Peres che rappresenta l'apparato deposizionale di stazionamento basso (LST) e l'apparato deposizionale trasgressivo (TST), mentre l'apparato deposizionale di stazionamento alto (HST) è rappresentato da diverse formazioni. Alcuni autori sostengono che durante il Bitinico fosse attiva una piattaforma carbonatica, separabile da quella del Serla superiore che potrebbe essere chiamata Formazione di Monte Rite. Se fosse presa per vera quest'ipotesi, allora tale piattaforma potrebbe rappresentare l'apparato deposizionale di stazionamento alto del ciclo

precedentemente descritto, assieme alla Formazione a Gracilis (dove presente), ascrivibile ad un ambiente di rampa carbonatica con pochi apporti terrigeni (De Zanche *et al.*, 1992) e alla Formazione di Collalto, composta da calcari scuri che rappresenterebbe la facies bacinale del sistema.



Spaccato stratigrafico della successione anisica, proposto da Pisa *et al.* (1937) per l'area Agordo-Cadore. Legenda: A. Formazione di Werfen; B & C. Dolomia del Serla Inferiore (Membro di San Lucano e Dolomia di Frassené); Gruppo di Braies: D. Conglomerati di Voltago; E. Calcareniti di Listolade; F & G. Calcari scuri del Framont e del Coll'Alto [E, F e G: Formazione di Agordo]; H. Formazione di Dont (H1, membro terrigeno; H2, membro calcareo); I. Formazione del Monte Bivera; N. Formazione dell'Ambata; R. Formazione di Livinallongo.

Il secondo ciclo sedimentario comprende l'apparato deposizionale di stazionamento basso composto dal Conglomerato di Voltago, un unità composta da una parte inferiore composta da litologie a grana fine sia terrigene che carbonatiche e da una parte superiore anch'essa di siltiti con intervalli di arenarie e conglomerati (De Zanche, 1992, descrizione riferita alla sezione del Piz da Peres in cui la formazione ha carattere meno fluviale e più costiero.).

L'apparato deposizionale trasgressivo è formato dalla parte bassa della Formazione di Agordo (costituita dalle Calcareniti di Listolade, piattaforma terrigena, che passano con evoluzione *fining-* e *deepening-upward* ai Calcari scuri del Torrente Framont, bacinali) e la superficie di massima ingressione è posta in un orizzonte ricco in ammonoidi (Balatonicus subzone) all'interno della Formazione di Dont. Per quanto riguarda l'apparato deposizionale di stazionamento alto, esso comprende la piattaforma del Serla superiore, dove presente e la parte alta della Formazione di Agordo (Calcari scuri del Coll'alto).

Gli studi di Pisa *et al.* degli anni '70, facevano coincidere nell'unica formazione dei Conglomerati di Voltago, sia la Formazione del Piz da Peres, sia la formazione superiore costituita da marne siltose, arenarie e calcilutiti. Al di sopra dei Conglomerati di Voltago era stata invece inserita la Formazione di Agordo, comprendente sia facies di piattaforma terrigeno-carbonatica (Calcareniti di Listolade), sia facies bacinali di calcari scuri (Calcari scuri del Torrente Framont e Calcari scuri del Coll'Alto). La Formazione di Agordo è posta da Pisa *et al.* e nell'area dell'agordino, a diretto contatto con la Formazione di Dont. Come effettivamente accade nell'area intorno ad Agordo, quella cioè soggetta al rilevamento per questo lavoro di tesi.

Riassumendo si può affermare nell'area intorno ad Agordo i due cicli sedimentari appena descritti sono rappresentati dal Conglomerato del Piz da Peres, che rappresenta il LST del primo ciclo e che al tetto giace a contatto con i Calcari Scuri del Coll'Alto, che rappresentano sia il TST che il HST del ciclo sedimentario e suggeriscono la posizione prossimale dell'area di rilevamento rispetto alla piattaforma carbonatica di cui tale area rappresentava la parte bacinale.

Il secondo ciclo è invece rappresentato solo dalla Formazione di Dont, perchè probabilmente l'area agordina durante questo secondo ciclo non ha subito esposizione subaerea ed è rimasta sempre in un ambiente di bacino poco profondo a sedimentazione calcarea.

Durante l'Illirico ci fu un'altra variazione del livello marino che comporta la formazione del terzo ciclo sedimentario. Nell'area agordina tale ciclo è difficile da individuare per il carattere bacinale dell'area durante tutto l'Anisico. Nelle aree dove la sedimentazione lo permette, il ciclo sedimentario comprende un conglomerato basale, il Conglomerato di Richtofen, un'unità marnoso-siltosa, la Formazione di Morbiac ed un'unità di piattaforma, la Formazione di Contrin.

Nell'area di Agordo per le sue caratteristiche paleogeografiche è stata possibile solo la deposizione di unità bacinali quali la Formazione di Dont, la Formazione del Monte Bivera e la Formazione dell'Ambata.

L'Illirico superiore fu contraddistinto da un generale approfondimento dei bacini che comportò l'annegamento delle piattaforme carbonatiche del Contrin e l'instaurazione di bacini anossici, rappresentati dalla deposizione di livelli di *black shales*, ricchi di carbonio organico, appartenenti al membro dei Plattenkalke della Formazione di Livinallongo.

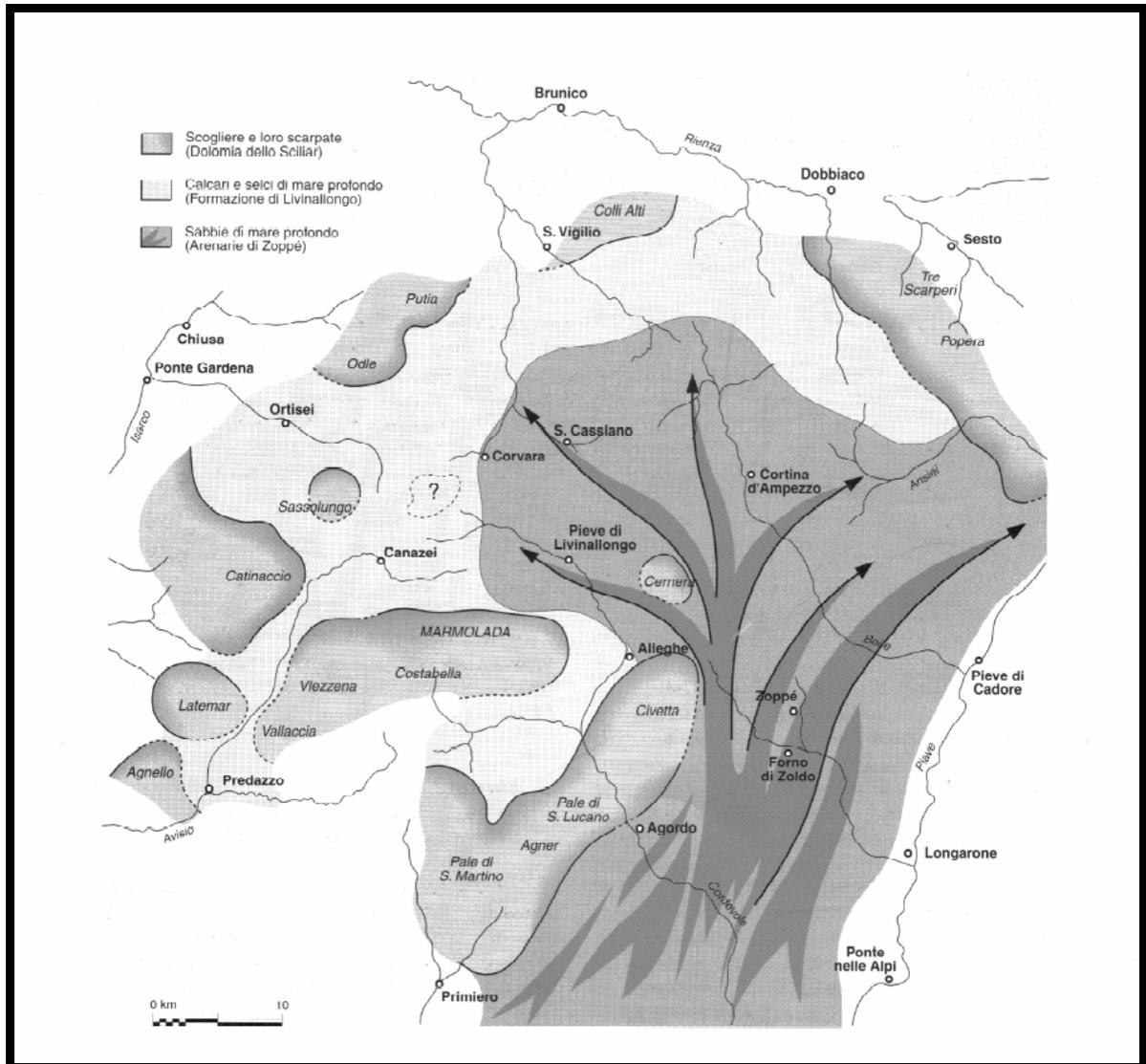
La produzione carbonatica rimase attiva solo su aree molto limitate, che si trasformarono nei nuclei della Dolomia dello Sciliar i quali corrispondono in parte, ai nuclei delle precedenti piattaforme del Contrin. In queste aree la produzione carbonatica compensò la forte subsidenza, permettendo una rapida aggradazione (Bosellini, 1991).

Al termine della fase di subsidenza accelerata, l'ampio bacino del quale faceva parte anche l'area agordina, profondo ormai almeno 500 m, tornò a condizioni di normale ossigenazione. Ciò è testimoniato dal fatto che i livelli organici passano gradualmente a livelli emipelagici bioturbati di siltiti selcifere (Membro dei Knollenkalke), intercalati a livelli di tufiti a composizione riolitico-riodacitica (Callegari, 1965; Callegari & Monese, 1964; Baccelle & Sacerdoti, 1965; Cros, 1980; Cros & Houel, 1983; Viel, 1979; Obenholzner, 1991; Obenholzner & Pfeifer, 1988, 1991; Gianolla, 1992, Brack & Rieber, 1993; Brack & Muttoni, 2000; Beccaluva, Coltorti, Siena, 1996) provenienti da torbiditi ("Pietra Verde") e a livelli selcifero-vulcanocalstici con subordinate micriti sottilmente stratificate (Membro dei Banderkalke).

Sono stati effettuati studi radiometrici attraverso il metodo uranio/piombo ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) su cristalli di zircone appartenenti ai livelli tufitici che hanno fornito come età: 241,2+0,8/-0,6 Ma, per la parte inferiore dei Knollenkalke e 238,0+0,4/-0,7 Ma, per la parte alta (Mundil et al., 1996a; b). L'errore possibile per tali datazioni si aggira intorno al +/- 4% (Beccaluva, Coltorti, Siena, 1996). Queste età sono decisamente più antiche rispetto alle precedenti stime, basate su metodi rubidio/stronzio, potassio/argon e argon/argon, e permettono di modificare l'età radiometrica sia della Formazione di Livinallongo, sia dei piani a cui essa appartiene, Anisico e Ladinico.

Al termine dell'episodio vulcanico ladinico, nel bacino orientale irruppe una potente conoide torbiditica, alimentata da sabbie arcose provenienti dalla disgregazione di metamorfiti e granitoidi. Questo livello torbiditico è testimoniato dalla deposizione della formazione delle Arenarie di Zoppé (Assereto et al., 1977; Viel, 1979a,b; De Zanche et al., 1993).

La sedimentazione torbiditica si estese attraverso buona parte del bacino orientale, spingendosi a nord (Val Pusteria) e debordando verso le Dolomiti centro-occidentali.



Carta geologica semplificata e non palinspastica del Ladinico inferiore, durante la massima espansione delle Arenarie di Zoppé. La piattaforma del Cernerera era un *seamount* annegato; nella zona della vi erano alcune piattaforme indipendenti. Il nucleo del Sella è di datazione incerta (Bosellini, 1996).

La sedimentazione delle torbiditi arcose delle Arenarie di Zoppé, si interruppe poi repentinamente e riprese l'accumulo di micriti emipelagiche laminate, selci e vulcanoclastiti acide, incluse nella Formazione dell'Acquatona. La deposizione di quest'unità fu poi interrotta dall'irrompere di ialoclastiti e vulcanoclastiti basaltiche, legate all'insorgere dell'attività vulcanica basica occidentale.

Durante il Ladinico superiore (Sacerdoti & Somnavilla, 1962; Castellarin & Pisa, 1973; Calanchi *et al.*, 1977; Castellarin *et al.*, 1977; Rossi *et al.*, 1974, 1977; Barbieri *et al.*, 1982; Bosellini *et al.*, 1982; Lucchini *et al.*, 1982; Sloman, 1989; Gassparotto 1988; Gasparotto & Simboli 1991; Borsi & Ferrara, 1967; Brack & Rieber, 1993; Mundil & Brack, 1995), infatti, le Dolomiti hanno subito una forte attività vulcanica associata a episodi tettonici. I principali nuclei vulcanici erano localizzati nell'area occidentale (Predazzo, Monzoni, Buffaure, Pale di San Lucano). Questi episodi vulcanici hanno comportato la morte delle piattaforme carbonatiche ladiniche, le quali furono coperte da colate laviche, sia sottomarine che subaeree, e intruse da dicchi e intrusioni minori (cf. Bosellini *et al.*, 2003). Le vulcaniti ladiniche sono dominate da basalti e andesiti basaltiche, con minori quantità di andesiti e latiti. Tale vulcanismo ebbe carattere prevalentemente sottomarino, con potenti successioni di lave a *pillow*, lave autoclastiche autosaldate e ialoclastiti (Rossi *et al.*, 1974). La parte inferiore della successione vulcanica è spesso rappresentata da una megabreccia caotica, il cosiddetto "Caotico Eterogeneo", composta da megaclasti derivanti dalle formazioni sottostanti, dal Werfen al Livinallongo. Tale megabreccia è la testimonianza di un'intensa attività tettonica, probabilmente di natura estensiva, coeva e generalmente associata all'inizio del vulcanismo (Bosellini *et al.*, 1977; 1982a, 1982b; Castellarin *et al.*, 1977; Viel., 1979; Doglioni, 1982).

Il violento magmatismo ladinico produsse grandi quantità di vulcaniti e sedimenti vulcanogenici. I corpi effusivi sottomarini si trovano intercalati perciò, frequentemente, con le successioni vulcanoclastiche.

Le vulcaniti, propriamente dette, prevalgono notevolmente in Dolomiti occidentali, mentre erano subordinate ai sedimenti vulcanoclastici nelle aree bacinali dell'Agordino, Zoldano e Cadore. L'erosione delle strutture vulcaniche comportò infatti, in queste aree, un brusco aumento dei prodotti vulcanoclastici provenienti dalle zone occidentali e scaricati nelle zone bacinali a oriente, Agordino compreso.. Ciò portò alla deposizione della Formazione di Wengen/La Valle, il cui membro basale, il Conglomerato della Marmolada è costituito da un paraconglomerato vulcanoclastico associato ad arenarie dello stesso tipo. Le successioni bacinali postvulcaniche mostrano una generale evoluzione *fining-up*; da tessiture conglomeratiche si passa gradualmente alle classiche torbiditi vulcanoclastiche, alternate a fanghi terrigeni.

La Formazione di Wengen/La Valle evolve infatti, successivamente al Conglomerato della Marmolada, a litofacies più fini, che rappresentano l'estrema evoluzione *fining* della

successione vulcanoclastica e che consistono in torbiditi vulcano-detritiche a tessitura variabile dalle arenarie alle siltiti.

Quasi contemporaneamente agli eventi descritti sopra, iniziarono a svilupparsi nuove generazioni di piattaforme carbonatiche.

Le nuove scogliere presero posizione sugli alti strutturali lasciati liberi dalle precedenti piattaforme e anche sugli stessi alti vulcanici. La caratteristica principale, che differenzia questa nuova generazione di scogliere dalle precedenti è l'ambiente deposizionale, caratterizzato da un livello marino relativamente stabile che porta la geometria deposizionale ad essere principalmente progradante (solo subordinatamente aggradante), mentre le precedenti scogliere erano costrette ad aggradare molto per seguire l'innalzamento relativo del livello marino causato dagli elevati tassi di subsidenza.

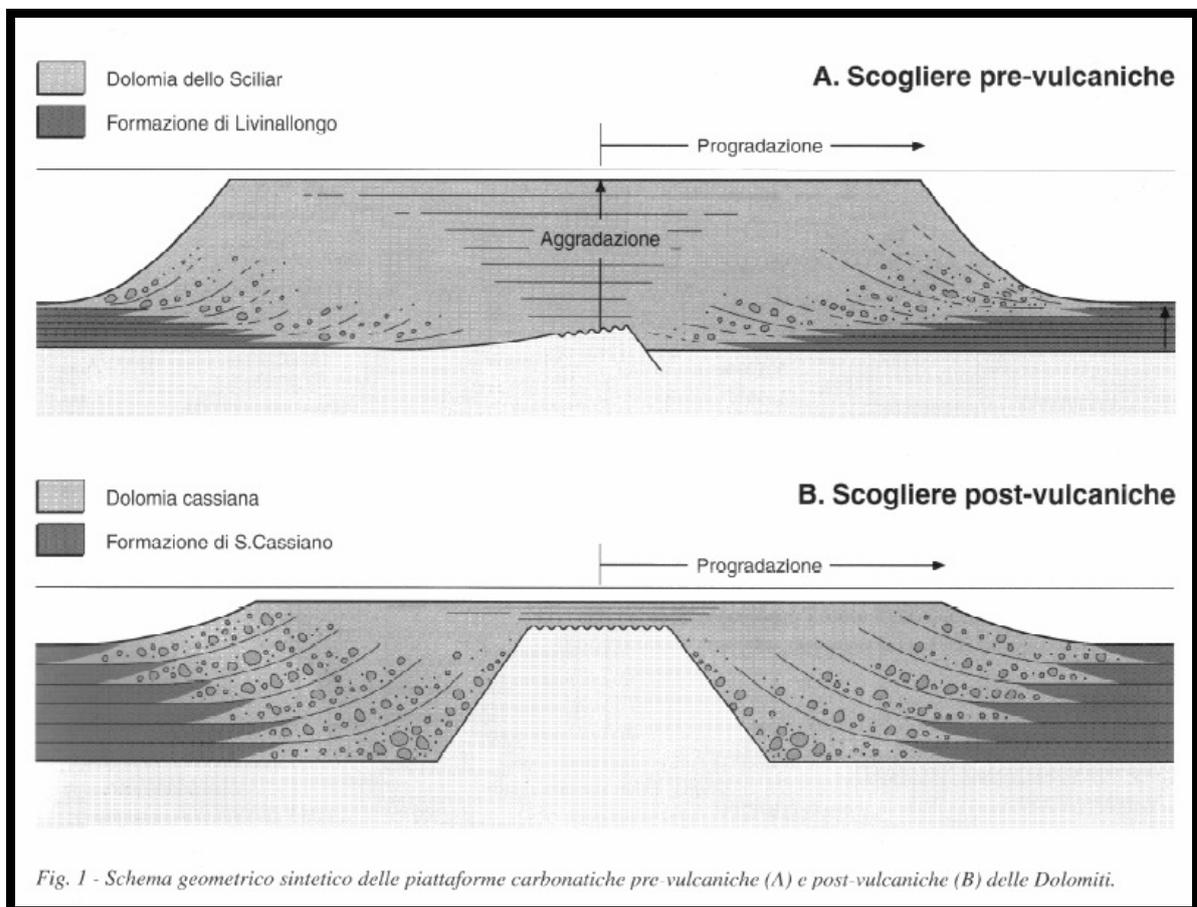


Fig. 1 - Schema geometrico sintetico delle piattaforme carbonatiche pre-vulcaniche (A) e post-vulcaniche (B) delle Dolomiti.

Schema geometrico sintetico delle piattaforme carbonatiche pre-vulcaniche (A) e post-vulcaniche (B) delle Dolomiti.

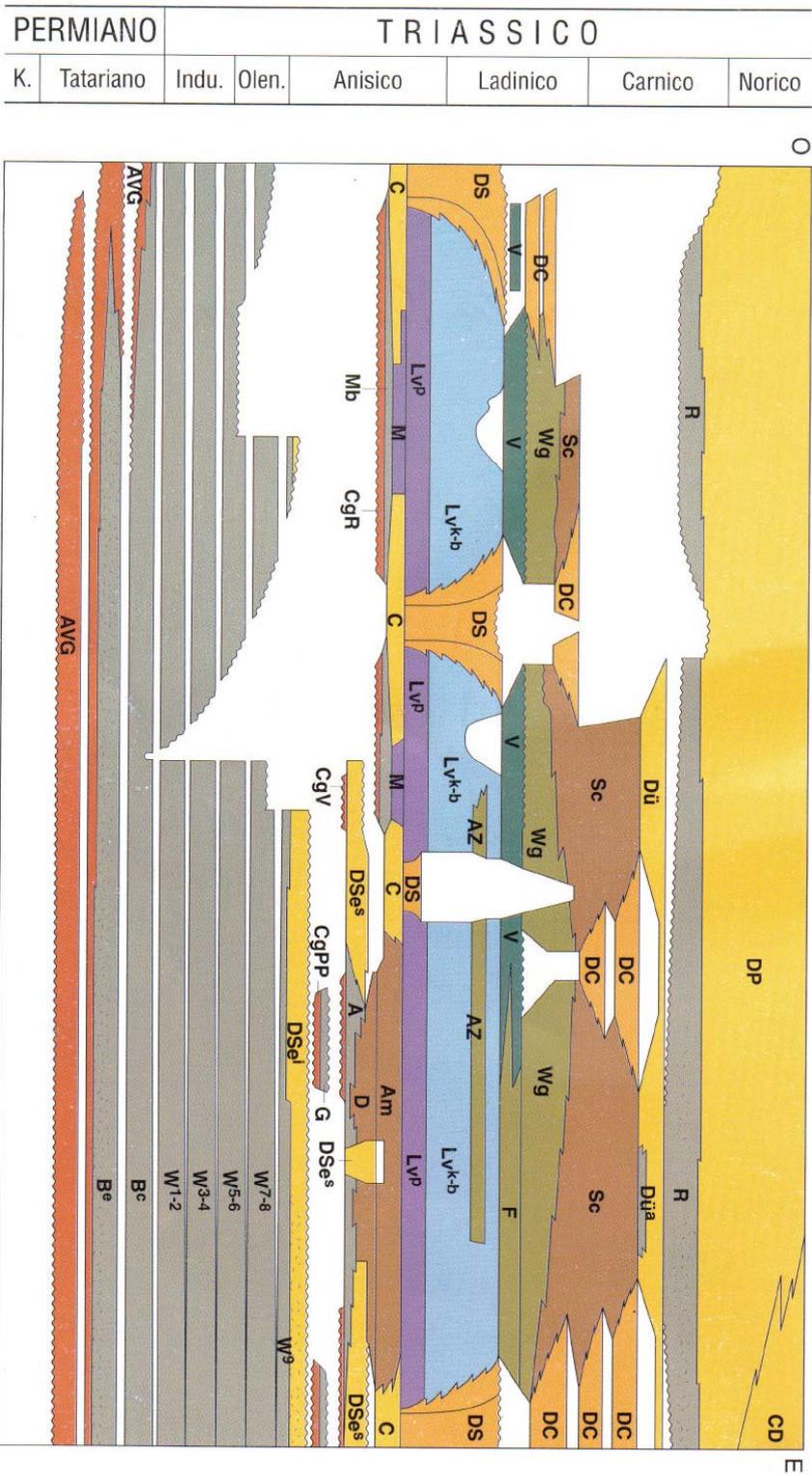
Le scogliere post-vulcaniche sono le scogliere Cassiane, che si interdigitano in bacino con la Formazione di La Valle e con la Formazione di San Cassiano, costituite da marne,

micriti e calcitorbiditi oolitico-bioclastiche. Si parla di due distinte formazioni bacinali perché recentemente è stata scoperta l'esistenza di due distinte piattaforme Cassiane (Assereto et al., 1977; Viel, 1979; Pisa et al., 1980b; Fois & Gaetani, 1981; Hardie et al., 1986; Goldhammer et al., 1987; Bosellini & Doglioni, 1988; Doglioni & Bosellini, 1989; De Zanche, 1990; Bosellini, 1991, De Zanche et al., 1993; De Zanche & Gianolla, 1995; Gianolla, et al., 1998; Bosellini et al., 2003; Stefani et al., 2004).

L'evoluzione dei bacini post-vulcanici è tendenzialmente *shallowing-up*, a causa del basso tasso di subsidenza combinato con l'abbondanza di apporti sedimentari. Le scogliere cassiane ridussero progressivamente lo spazio di accomodamento disponibile ma rimasero attive almeno fino allo Julico superiore. In gran parte dei bacini, però, le piattaforme carbonatiche scomparvero lasciando il posto alla Formazione di Heiligkreuz (Formazione di Durrenstein Auct.), che testimonia di un ambiente di mare basso, con cicli inter-sopra e sub-tidali, a sedimentazione prevalentemente carbonatica nelle aree settentrionali, e con importanti apporti terrigeni nelle aree più prospicienti la linea di costa meridionale (Pisa et al., 1980; De Zanche et al., 1993; Preto & Hinnow, 2001; Stefani et al., 2004; Neri et al., in stampa).

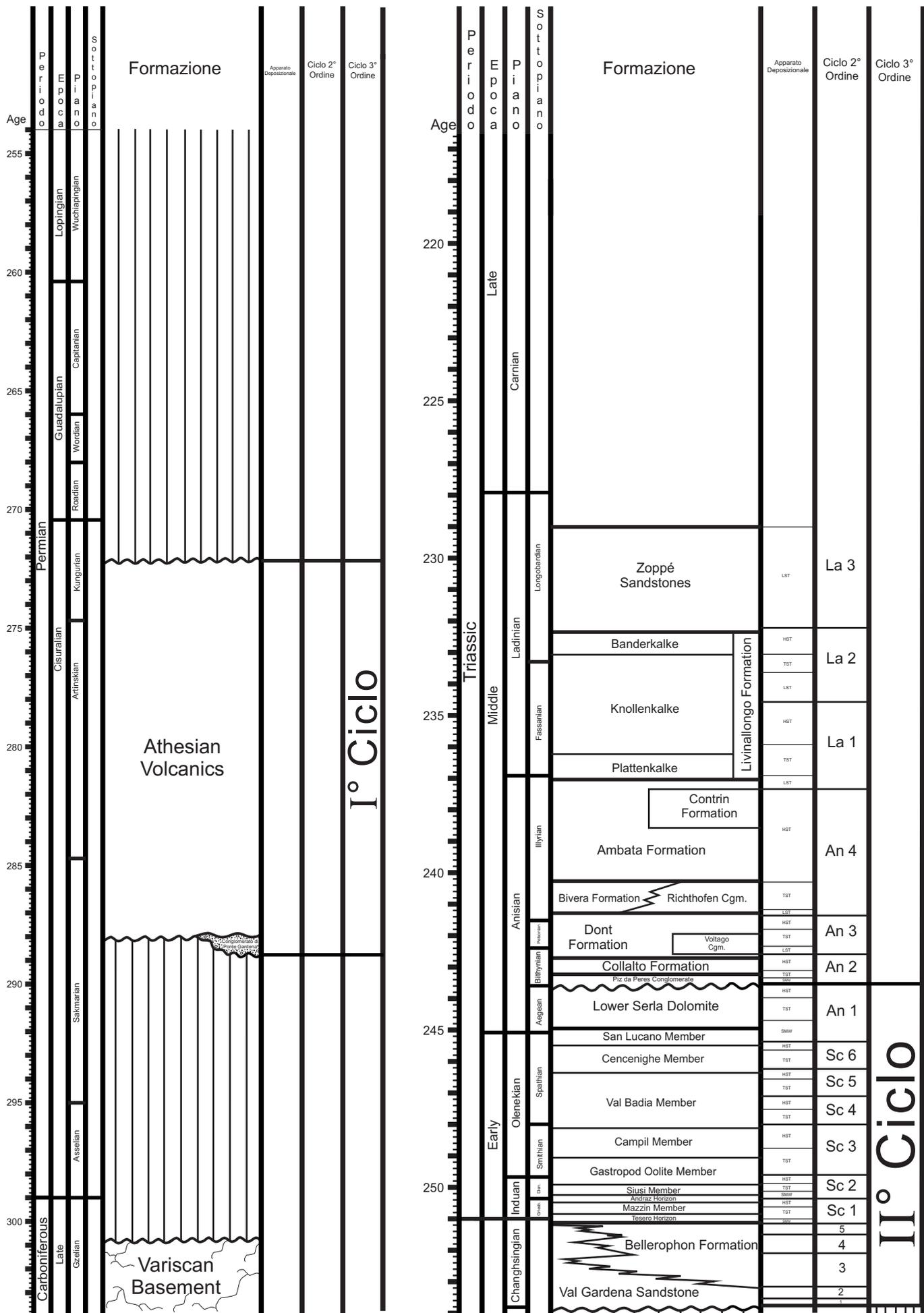
La successione tardo Triassica inizia con la sedimentazione della Formazione di Travenanzes, che giace in disconformità sopra le formazioni sopradescritte. Tale formazione descrive un ambiente che variava da condizioni di mare poco profondo, a condizioni di piana costiera ad ambienti al limite del continentale, come apparati fluvio-deltaici, di *tidal-flat*, e di laguna.

Nel Norico poi si assiste ad un omogeneizzazione degli ambienti e alla deposizione della Dolomia Principale, che testimonia ambienti che variavano ciclicamente dalle lagune, alle piane di marea, fino a piane costiere e fondali poco profondi (Bosellini, 1967; Hardie et al. 1986; Bosellini & Hardie, 1988).

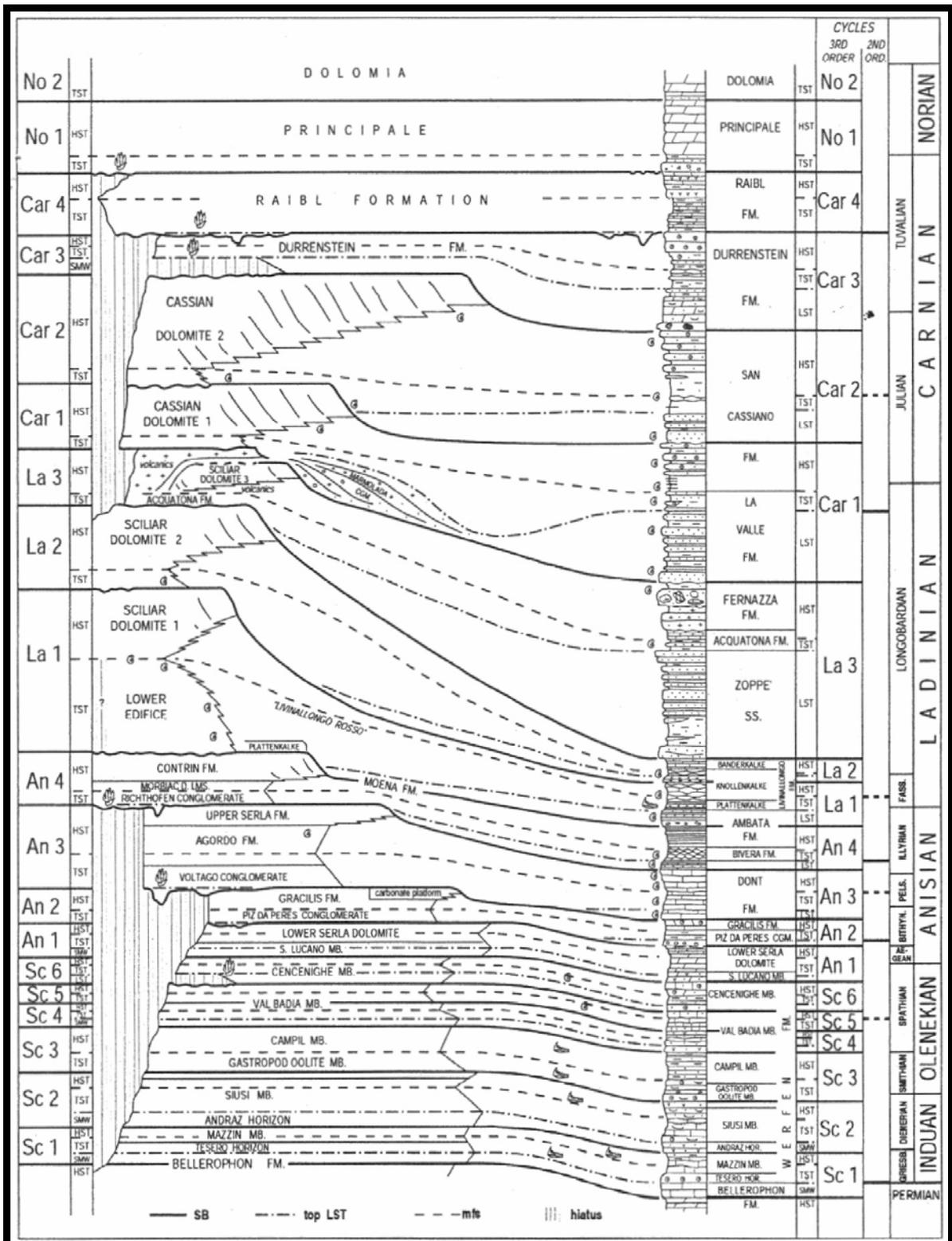


Schema cronostratigrafico della successione permiana superiore-triassica delle Dolomiti dallo Sciliar (ad ovest) ai Cadin di Misurina-Picco di Vallandro (ad est). AVG - Arenarie di Val Gardena; B - Formazione a Bellefontaine; unità evaporitica (B⁵); W - Formazione di Werfen; Orlizzone di Tesero (W¹); Membro di Mazzin (W²); Orizzonte di Andraz (W³); Membro di Sinisi (W⁴); Oolite a Gasteropodi (W⁵); Membro di Campil (W⁶); Membro di Val Badia (W⁷); Membro di Ceneinghe (W⁸); Membro di San Lucano (W⁹); DSe - Dolomia del Serà; inferiore (DSe^l), superiore (DSe^s); CgPP - Conglomerato del Piz da Perez; G - Formazione a Gracilis; CgV - Conglomerato di Vollago; A - Formazione di Agordo; D - Formazione di Dont; CgR - Conglomerato di Richthofen; M - Calcarei di Morbac; C - Calcarei di Moena; M - Formazione di Moena; Am - Formazione dell'Ambata; LV - Formazione di Livinallongo; Plattenkalke (LV^p), Knollenkalke (LV^k), Banderkalke (LV^b); AZ - Arenarie di Zoappè; DS - Dolomia dello Sciliar; V - Vulcaniti; F - Formazione del Ferrazza; Wg - Formazione di Wengen, incluso il Conglomerato della Marmolada; Sc - Formazione di San Cassiano; Du - Dolomia Cassiana; Dja - Dolomia di Dürrenstein (Dja¹ - facies tipo San Cassiano di acque basse); R - Gruppo di Raib; DP - Dolomia Principale; CD - Calcare di Dachstein.

1 - Red beds continentali. 2 - Successioni di shelf carbonatico-terrigene. 3 - Piattaforme carbonatiche a basso rilievo. 4 - Piattaforme carbonatiche ad alto rilievo. 5 - Bacini a sedimentazione marino-carbonatica. 6 - Unità bacinali anossiche. 7 - Unità bacinali carbonatiche. 8 - Vulcaniti. 9 - Successioni bacinali ad apporto terrigeno e vulcanoclastico. 10 - Livelli evaporitici.



Successione Stratigrafica trattata nel testo, con le indicazioni dei cicli sedimentari e degli apparati deposizionali.

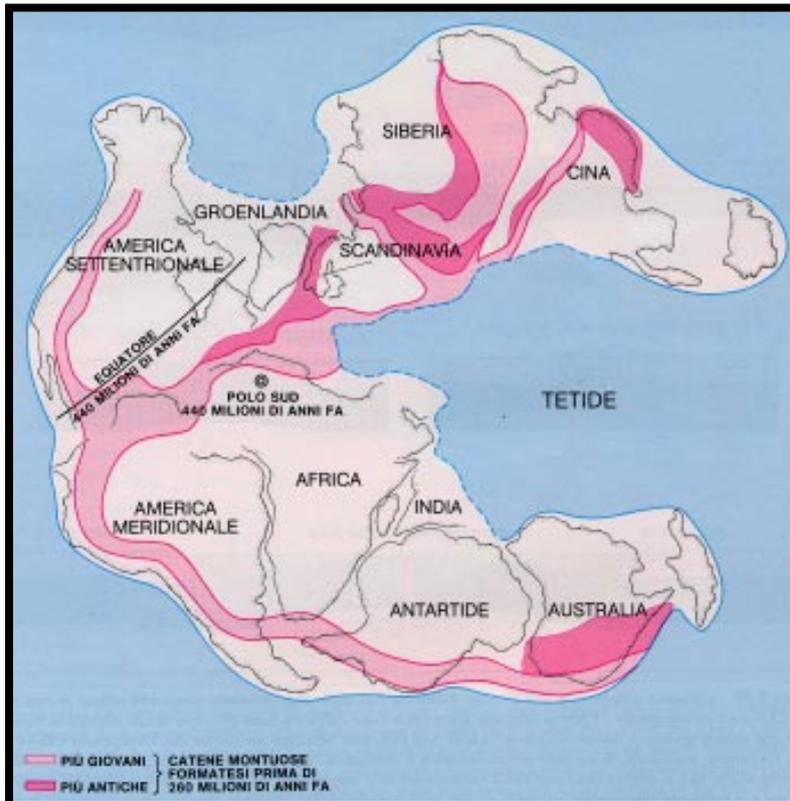


Sintesi stratigrafico sequenziale del Triassico delle Dolomiti (De Zanche *et al*, 1998). Il limite P/T è ancora indicato al limite formazione tra Fm. a Bellerophon e Fm di Werfen, ma attualmente è stato alzato e corrisponde alla parte bassa dell'orizzonte di Tesero.

4.4. Orogenesi Alpina (Triassico – Oligocene Inferiore)

Lo scenario mondiale a cui si assiste agli inizi del mesozoico, comprende un unico grande, supercontinente detto Pangea circondato dagli oceani.

La zona attualmente occupata dalle Dolomiti si trova immersa nella Tetide, il mare tropicale che fa da golfo al Pangea, in una zona prossimale al continente, come testimoniano le formazioni descritte nei capitoli precedenti.



Configurazione dei continenti all'inizio del periodo Triassico e indicazioni delle catene montuose formate nel Paleozoico.

La parte bianca rappresenta la crosta continentale, saldata durante l'orogenesi ercinica a formare il Pangea. La zona che attualmente è occupata dalla Dolomiti in questo periodo è immersa nella Tetide.

A partire dal Triassico inizia la prima fase del ciclo, quella distensiva. Ciò porta il Pangea a frammentarsi comportando tra l'altro l'espansione della Tetide tra Africa ed Eurasia. Si registra di conseguenza la formazione di due margini continentali passivi: il margine europeo, ad est e quello africano ad ovest.

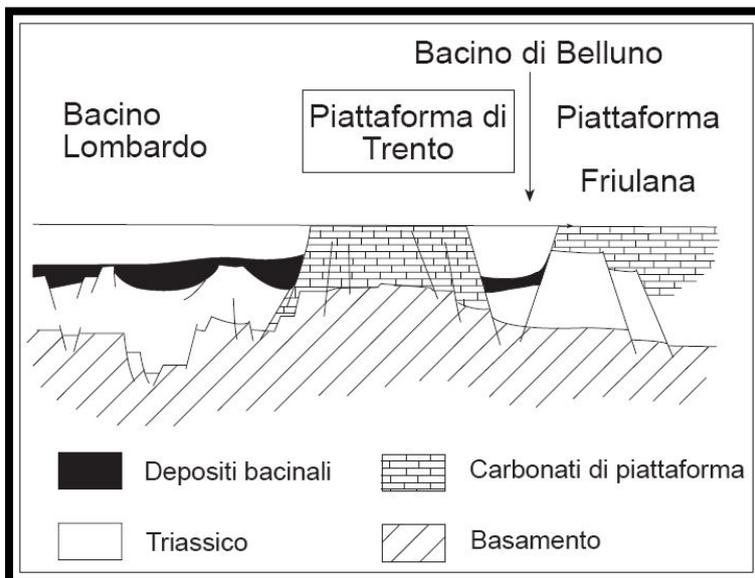
E' sbagliato parlare di margine africano, perchè è ormai accertato che l'area occupata attualmente dal Mare Adriatico e dalla fascia montuosa periadritica, era nel Triassico unita alla placca Africana di cui costituiva un promontorio, detto Placca Apula o Adria.

Già nel Permo-Trias, tra la placca Adria e quella Africana, a causa della tettonica distensiva, si venne a creare crosta oceanica e si aprì l'Oceano Ionico. Ciò è testimoniato dalle ofioliti presenti nell'Arco Calabro-Peloritano (Beccaluva, 2005)

Nel Giurassico invece, la continuazione della fase distensiva comporta l'apertura dell'Oceano Atlantico e la separazione della placca Africana da quella Europea, divise dal Bacino Ligure-Piemontese. Comporta anche l'apertura di numerosi altri bacini secondari, in un ottica paleogeografica di assetto tipo *horst-graben*, che rivestono una particolare importanza per la sedimentazione dell'area alpina, in particolare il Bacino di Trento.



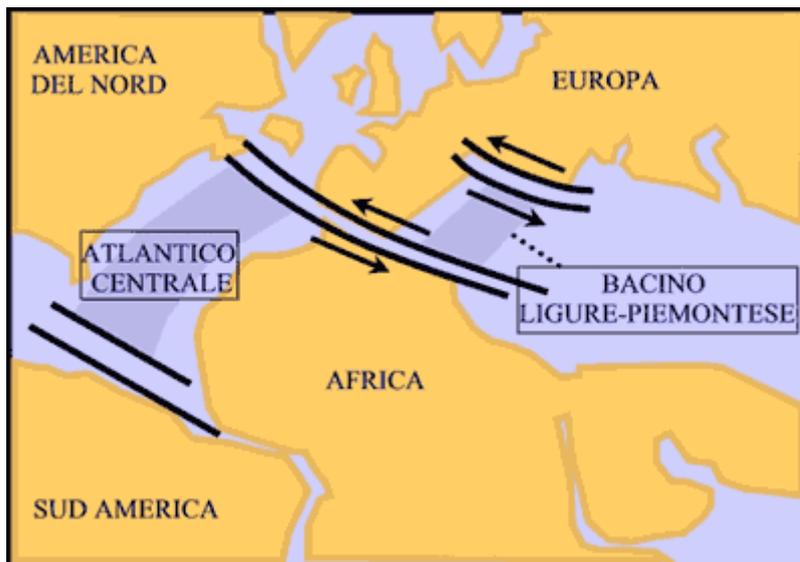
Ricostruzione paleogeografica della Piattaforma di Trento, durante il periodo Giurassico (Masetti et al. 1996, modificato da Costa et al. 1996)



Sezione geologica della Piattaforma di Trento e rapporti geometrici tra essa e le unità bacinali circostanti (Bosellini et al, 1981)

Durante questi periodi distensivi nei bacini si verificò la deposizione di coltri molto potenti di sedimenti che testimoniano un periodo di relativa calma tettonica. Si depositano le formazioni dei Calcari Grigi, costituiti da facies calcaree di piattaforma depositate direttamente sulla Piattaforma di Trento e la formazione del Rosso Ammonitico, tipicamente pelagica.

Per comprendere meglio la configurazione territoriale seguita alla fase distensiva del ciclo orogenetico alpino è bene guardare le immagini qui di seguito:



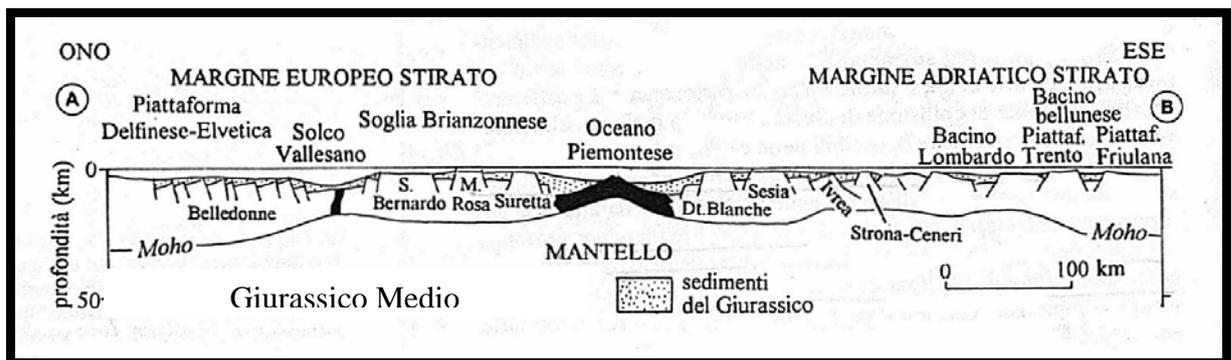
Configurazione territoriale nel Giurassico, dopo l'apertura dell'Oceano Atlantico e del Bacino Ligure Piemontese.

In questa figura non è visibile l'Oceano Ionico perchè si tratta di una teoria molto recente e non ancora accettata da tutta la comunità scientifica.

Nella figura sotto si vede un profilo della zona oggi occupata dalle alpi durante il Giurassico.

Fino a pochi anni fa si riteneva che l'apertura dell'oceano piemontese fosse avvenuta alla fine del Giurassico, ma recenti studi hanno dimostrato che l'oceano si aprì già nel Giurassico Medio.

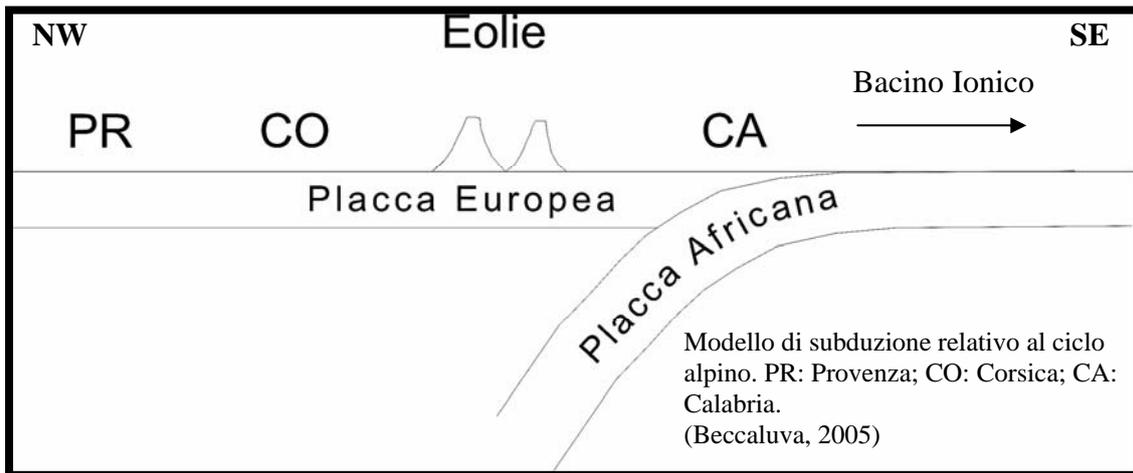
(Beccaluva)



La seconda fase dell'orogenesi, quella compressiva, ha inizio nel Giurassico superiore. L'apertura dell'oceano Atlantico comporta infatti, una rotazione antioraria di 45° e uno spostamento verso nord di 30° del blocco Africa-Adria.

Ciò provoca la chiusura del bacino ligure-piemontese e del Bacino Ionico, e la collisione tra placca Europea e placca Africana, che ha come conseguenza la genesi della catena alpina e di quella Himlayana.

Iniziano in questo modo i processi di subduzione della placca Africana sotto quella Europea, testimoniati dal vulcanismo shoshonitico e ultrapotassico rinvenuto dalle Eolie alla Provenza, passando dalla Corsica (Beccaluva, 2005).



L'avvicinamento dei due margini continentali porta alla formazione di un cuneo di accrezione, che è formato da ingenti quantità di crosta oceanica obdotta (Ofioliti) e dai sovrastanti depositi bacinali.

Con il protrarsi dell'avvicinamento tra i due margini, continua l'evoluzione del cuneo di accrezione, alla quale partecipa una sedimentazione di materiali silicoclastici che saranno soggetti a progressiva deformazione ed erosione. La formazione del cuneo di accrezione comporta un metamorfismo di facies degli scisti blu per le coltri rocciose coinvolte.

Questa è la cosiddetta fase alpina Europa-Vergente.

L'orogenesi alpina è, però, più complessa rispetto a quella ercinica trattata in precedenza, perchè presenta non solo la fase compressiva appena esaminata, ma anche altri episodi simili al primo.

Da recenti dati si può affermare con relativa certezza, che nel Cenozoico ci furono altri episodi compressivi che realizzarono estese strutture plicative con sovrascorrimenti a vergenza verso i quadranti meridionali. Si può definire questa come una seconda fase alpina.

L'orogenesi alpina si conclude con la creazione di un assetto continentale molto simile a quello attualmente presente ed è raffigurata nelle immagini che seguono:

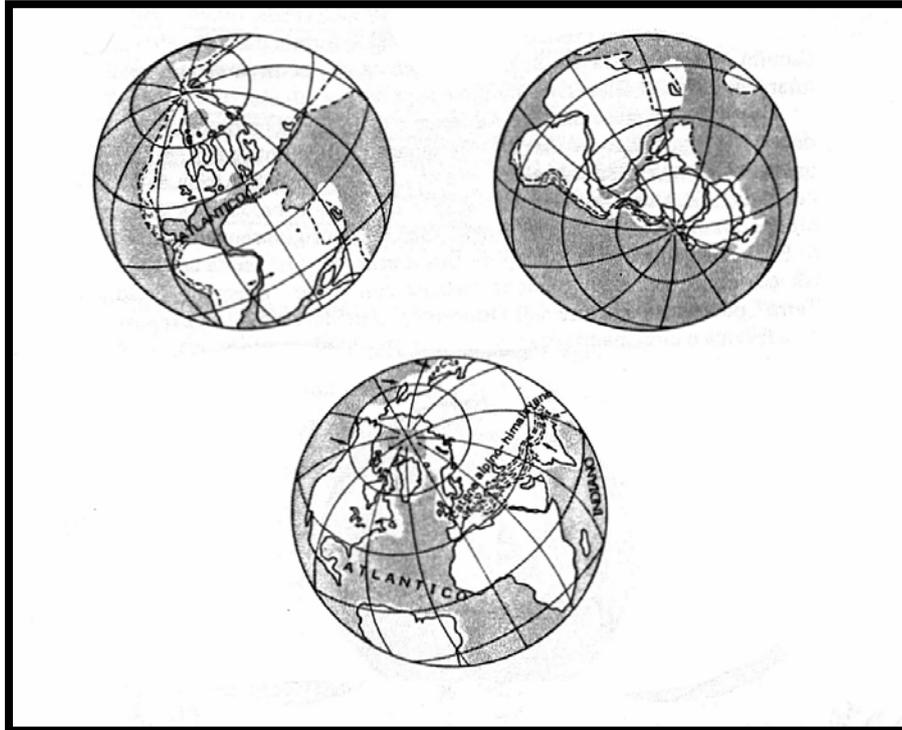
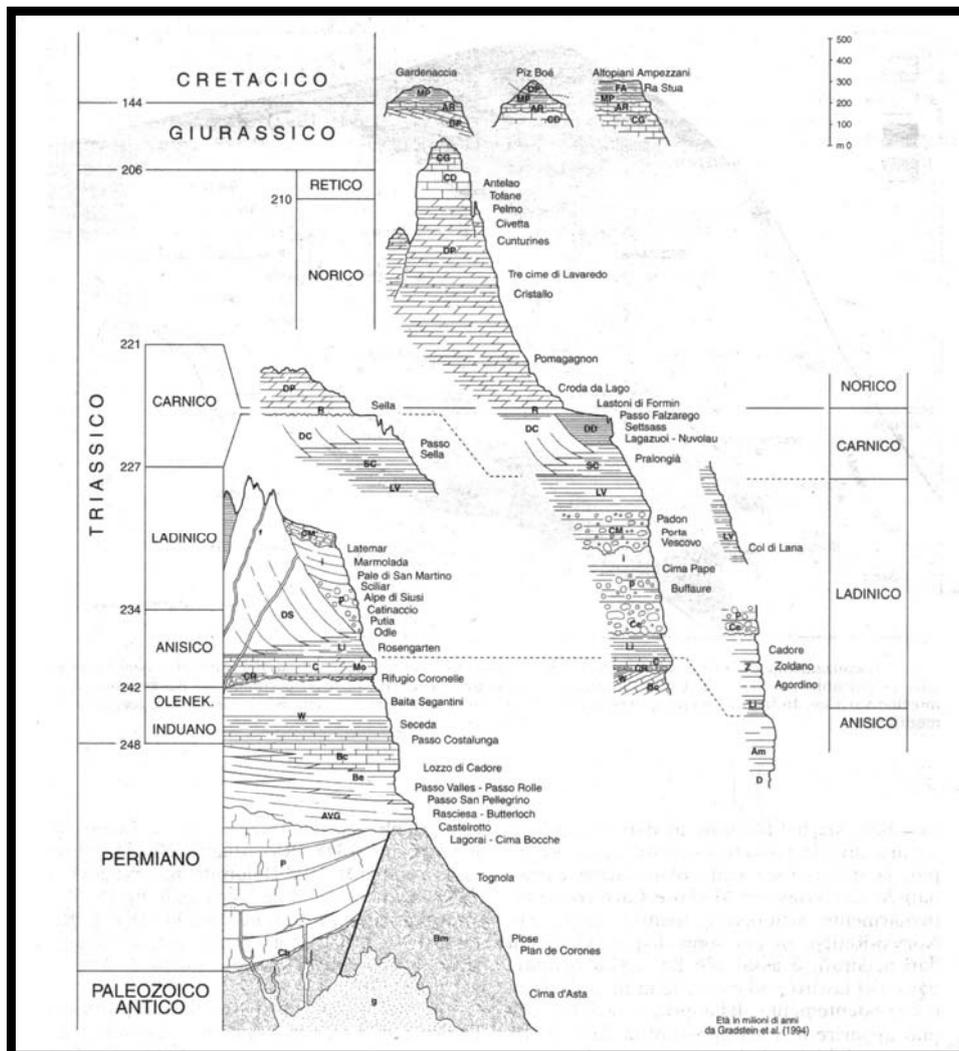


Figure raffiguranti le disposizioni continentali in vari periodi geologici.

- le due figure in alto si riferiscono al Giurassico medio, dopo l'apertura dell'Oceano atlantico.
- la figura in basso si riferisce al Cretaceo medio, momento in cui la fase compressiva si è esaurita e si sono create le catene alpina e himalayana.

5. Successione Stratigrafica

La successione stratigrafica presente nell'area oggetto di questo lavoro di tesi comprende un periodo temporale di circa 35 milioni di anni. La formazione più antica appartiene al periodo Permiano, mentre quella più giovane appartiene al periodo Triassico, in particolare al piano Ladinico.



Schema geologico molto semplificato e principali località di affioramento delle diverse unità litostratigrafiche affioranti nelle Dolomiti. Bm, basamento metamorfico varisico; g, intrusioni magmatiche permiane; Cb, conglomerato basale; P, vulcaniti permiane, con minori intercalazioni sedimentarie; AVG, Arenarie della Val Gardena; Be, unità inferiore evaporitica della Formazione a *Bellerophon*; Bc, unità superiore, calcarea, della Formazione a *Bellerophon*; W, Formazione di Werfen; D, Formazione di Dont; Am, Formazione dell'Ambata; CR, Conglomerato di Richtofen; C, Formazione di Contrin; Mo, Formazione di Moena; Li, Formazione di Livinallongo; Z, Arenaria di Zoppé; DS, Dolomia dello Sciliar prevulcanica, Calcarea della Marmolada e Calcarea del Latemar; f, filoni magmatici ladinici; Ce, Caotico Eterogeneo; p, vulcaniti ladiniche; i, Formazione di Fernazza; CM, Conglomerato vulcanoclastico della Marmolada; Lv, Formazione di Wengen; SC, Formazione di San Cassiano; DC, Dolomia Cassiana postvulcanica; DD, Dolomia di Durrenstein; R, Formazione di Raibl; DP, Dolomia Principale; CD, Calcarea di Dachstein; CG, Calcari Grigi; AR, Rosso Ammonitico; MP, Marne del Puez; FA, Formazione di Antruilles. (Schema tratto da Bosellini, 1996)

5.1. Arenarie della Val Gardena

Una lacuna subaerea di almeno 15 milioni di anni separa la messa in posto delle vulcaniti atesine e la sedimentazione dei primi *red-beds* delle Arenarie della Val Gardena.

La base della formazione, in genere costituita da conglomerati, arenarie grossolane e peliti di *alluvional fan*, sutura, talvolta in discordanza angolare (Cadel, 1986), i bacini intermontani post-varisici. Il tetto, rappresentato da prevalenti peliti rosse con subordinate arenarie e, talora, dolomie con microfaune ristrette, sfuma gradualmente nelle evaporiti solfatiche e nei carbonati marini della Formazione a *Bellerophon*. Lo spessore della formazione aumenta gradualmente verso nord-est, da poche decine di metri nelle zone di alto della Val D'Adige, dove può anche mancare, fino ai 500m circa delle aree depocentrali del Comelico.

Nelle Dolomiti orientali la sedimentazione iniziò precocemente con l'accumulo di conglomerati poligenici (conglomerato di sesto, 0-200m), contenenti ciottoli di metamorfiti, vulcaniti permiane e carbonati del Permiano inferiore (Calcari di Trogkofel).

Nell'area delle Alpi Carniche invece, la parte basale delle Arenarie della Val Gardena (AVG), registra un primo evento trasgressivo (Venturini, 1986, 1990; Massari *et al.*, 1994), documentato da circa 10 metri di dolomicriti e gessi, sostituiti lateralmente a nord da peliti di *terminal fan*. Si tratta del più antico intervallo marino inserito all'interno del *red-beds* del Permiano superiore delle Alpi sudorientali.

Successivamente si sviluppò un sistema fluviale più esteso ed interconnesso, che mostra una graduale evoluzione *fining*, da fiumi ghiaiosi a treccia a piane alluvionali sabbiose, con canali meandriformi, a piane costiere, fino ad ambienti con influenze marine, tidali e da onda. Questa evoluzione terminò con una breve ingressione francamente marina, che è localmente documentata da arenarie a laminazione *hummocky* e faune ad aviculopectinidi e nautiloidi (Conti *et al.*, 1977; Massari *et al.*, 1988), ricoperta da una sottile successione regressiva.

Questa evoluzione si accompagna ad un progressivo scemare delle componenti di derivazione vulcanica, derivanti dal substrato a diretto contatto con le AVG e ad un arricchimento in frammenti di metamorfiti di grado medio-basso e graniti che suggerisce un progressivo denudamento erosivo dell'area di sedimentazione. In seguito ad un abbassamento del livello di base, le facies di piana costiera o decisamente marine vennero successivamente ricoperte da depositi fluviali, rappresentati in gran parte delle Dolomiti da cicli di *point-bar*.

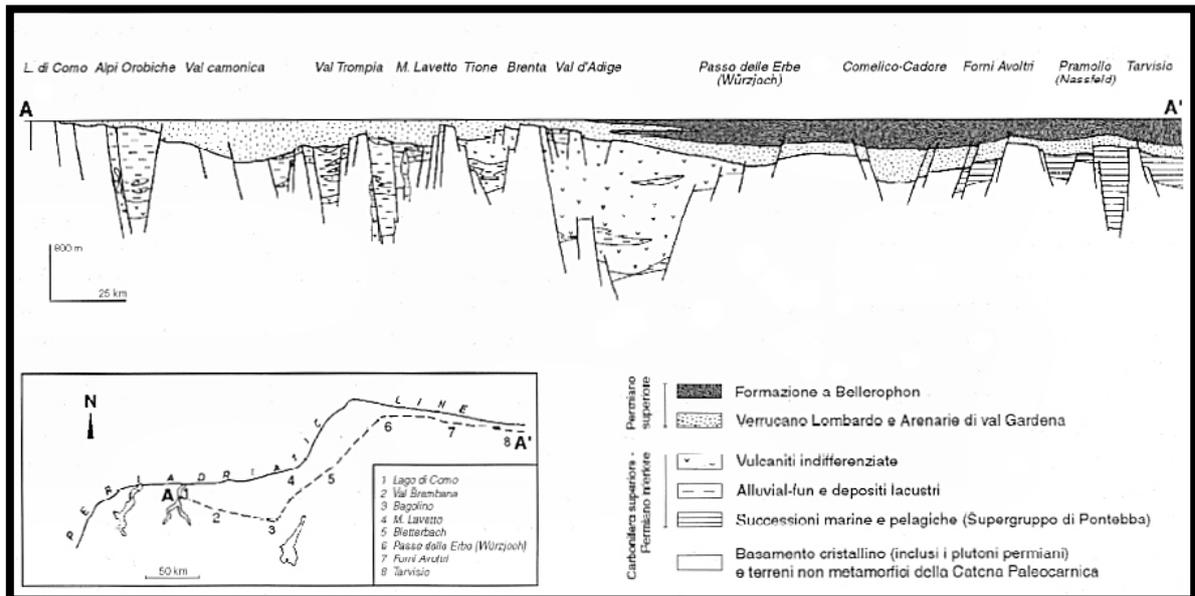
La parte superiore delle Arenarie della Val Gardena, generalmente consiste in peliti di *terminal-fan*, con un incremento verso l'alto delle dolomicriti di laguna. Al limite con la formazione superiore è presente una breve pulsazione regressiva, marcata da pochi metri di areniti, nella parte occidentale delle Alpi Carniche e da peliti nella parte centrale. Queste facies sono sostituite lateralmente dalle facies evaporitiche della Formazione a *Bellerophon* che testimonia un trend generalmente trasgressivo, ma con episodi regressivi ciclici.

L'analisi delle facies precedentemente descritte fa pensare ad un sistema soggetto a rapide ed erratiche variazioni di portata. Ad un sistema caratterizzato da una progressiva decrescita delle dimensioni dei canali e delle medie di portata, e da una finale transizione in un sistema di *terminal-fan* fino ad arrivare ad ambienti di *sabkha* e *mud-flats*. La presenza poi di paleosuoli calcici intercalati nelle AVG, suggerisce un clima che variava da temperato-caldo a tropicale, e condizioni climatiche da semi-aride a secche o sub-umide.



Paleosuolo carbonatico all'interno della formazione delle Arenarie della Val Gardena

Il limite tra le Arenarie della Val Gardena e la Formazione a *Bellerophon* è graduale, com'è graduale la trasgressione marina che durante questo periodo copre i terreni precedentemente coperti da pianie fluviali, procedendo da est verso ovest. Per questa ragione il limite tra le AVG e la Formazione a *Bellerophon* non è sincrono da sezione a sezione. Ad est la trasgressione marina ha comportato la creazione di un ambiente di piattaforma molto più precocemente che nella parte ovest delle Alpi, in cui le arenarie della Val Gardena, invece, aiutate dalla risalita del livello di base, potevano ricoprire alti strutturali composti da porfidi che prima avevano costituito i limiti delle pianie fluviali. Come detto in precedenza, infatti, l'evoluzione dei bacini permiani passa gradualmente da assetti confinati ad assetti senza limitazioni areali che testimoniano un aumento generale del livello di base.



Profilo paleogeologico attraverso il Sudalpino. I depositi e le vulcaniti del Permiano inferiore riempiono graben isolati, i depositi successivi iniziano la loro evoluzione su bacini anch'essi isolati ma successivamente hanno una distribuzione continua su tutta l'area.

Gli strati marini e i depositi di piana costiera intercalati nei *red-beds* permette di suddividere la successione in cicli di III° ordine.

Nella sezione di Paularo, che è molto simile a quelle di Lanza e Forni Avoltri, è documentato l'evento magnetostratigrafico reversivo di Illawarra (Mauritsch & Becke, 1983) a circa 70 m dal tetto della formazione. Questo particolare è l'unico dato temporale disponibile per la datazione delle Arenarie della Val Gardena in Carnia. Nelle Dolomiti è stato riportato lo stesso evento a circa 20 m dalla base della formazione nella sezione di Balest, Bolzano (Dachroth, 1988).

La conseguenza è che la base della formazione è stata stimata appartenere ad un periodo vicino al limite Tatariano-Kazaniano (in figura tra 268 a 273 Ma, limite Wuchiapingiano-Changhsingiano).



Arenarie della Val Gardena. Indicato il Paleosuolo carbonatico dell'immagine precedente.

Questa formazione è stata cartografata e descritta durante il lavoro di campagna. Si tratta solamente di alcuni metri al tetto della formazione, a diretto contatto con la Formazione a Bellerophon. Si tratta di arenarie rosse prevalentemente vulcanoclastiche. Il Colore dei depositi arenacei migrava dal rosso al giallo verso l'alto, per la presenza di facies evaporitiche probabilmente di ambienti tipo *sabcka*, al tetto della formazione. E' stata anche documentata la presenza di un paleosuolo calcico a circa un metro dal tetto della formazione.

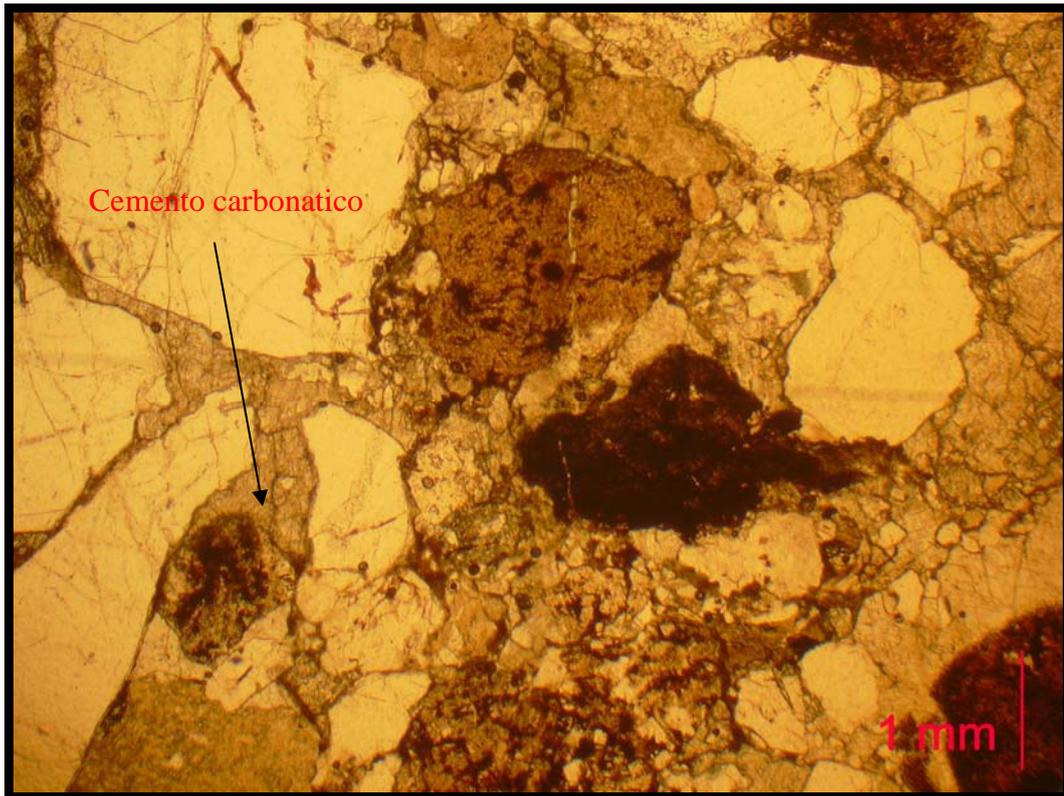
E' stato preso un campione della parte bassa dell'affioramento, sotto il paleosuolo e dove la formazione presentava il tipico colore rosso (vedi figura precedente). Tale campione è stato poi esaminato in sezione sottile. Si tratta di un arenaria clasto-sostenuta, con presenza, negli spazi intragranulari di matrice fine e di cemento carbonatico.

I clasti, sono molto fratturati, hanno le dimensioni della sabbia medio-fine e variano da molto angolosi a sub-arrotondati, quindi è da escludere un'elevata maturità tessiturale. Per quanto riguarda la composizione, risulta essere principalmente quarzosa e feldspatica, ma sono presenti anche clasti di minerali femici come ad esempio grani di biotite.

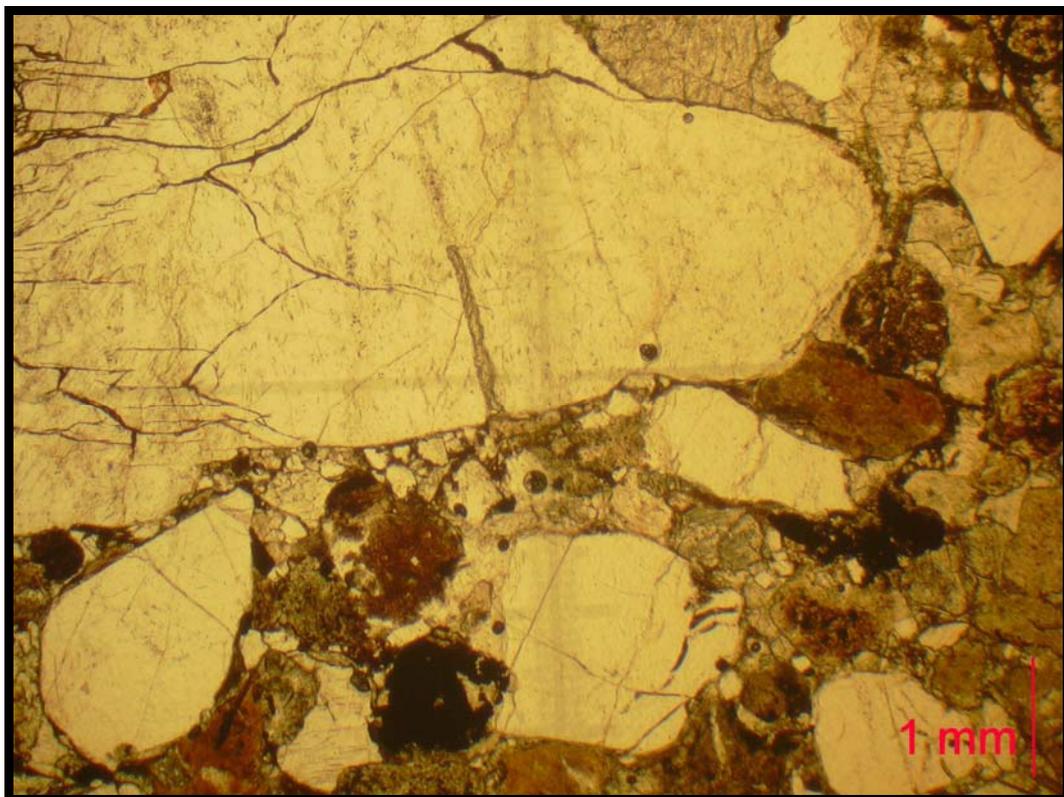
Nelle pagine seguenti sono inserite alcune fotografie della sezione sottile fatta nell'affioramento precedentemente descritto.

Da notare l'abbondanza di clasti di colore bianco o grigio chiaro che sono stati identificati come grani di quarzo e feldspato potassico, rispetto ai clasti di colore bruno appartenenti a minerali femici.

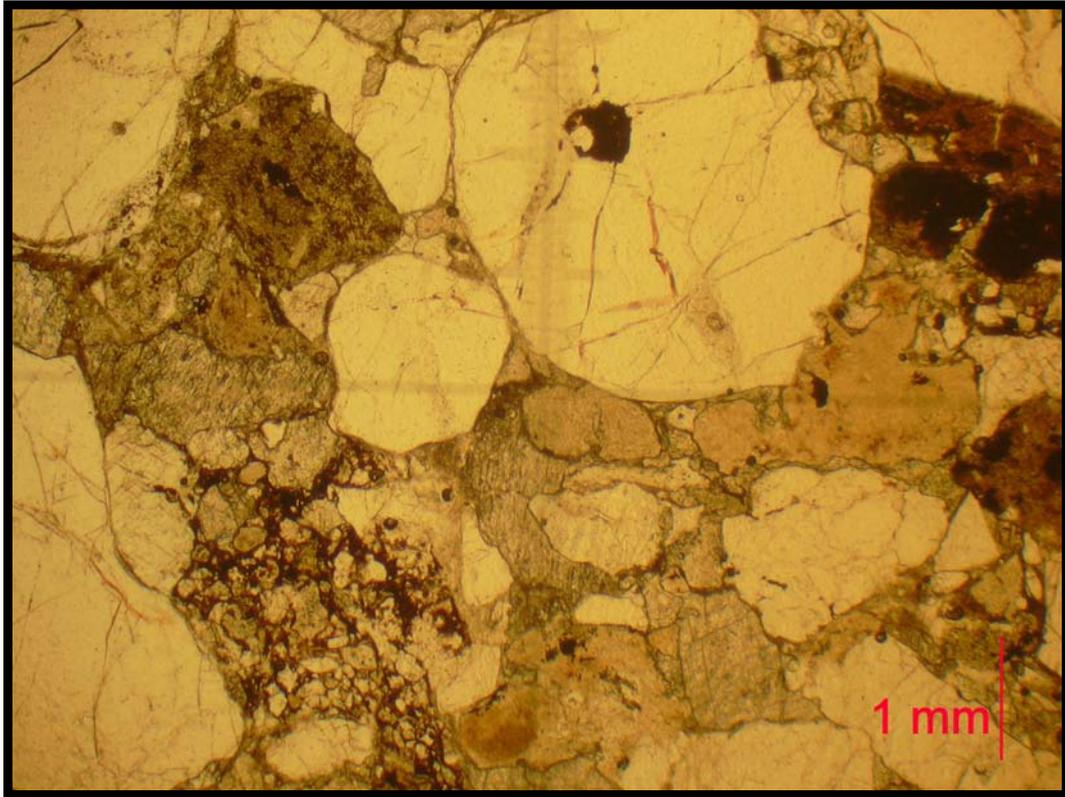
Da notare anche l'eterogeneità della tessitura, la presenza cioè sia di clasti di dimensioni anche superiori ai 2mm sia di clasti molto piccoli, inferiori al millimetro.



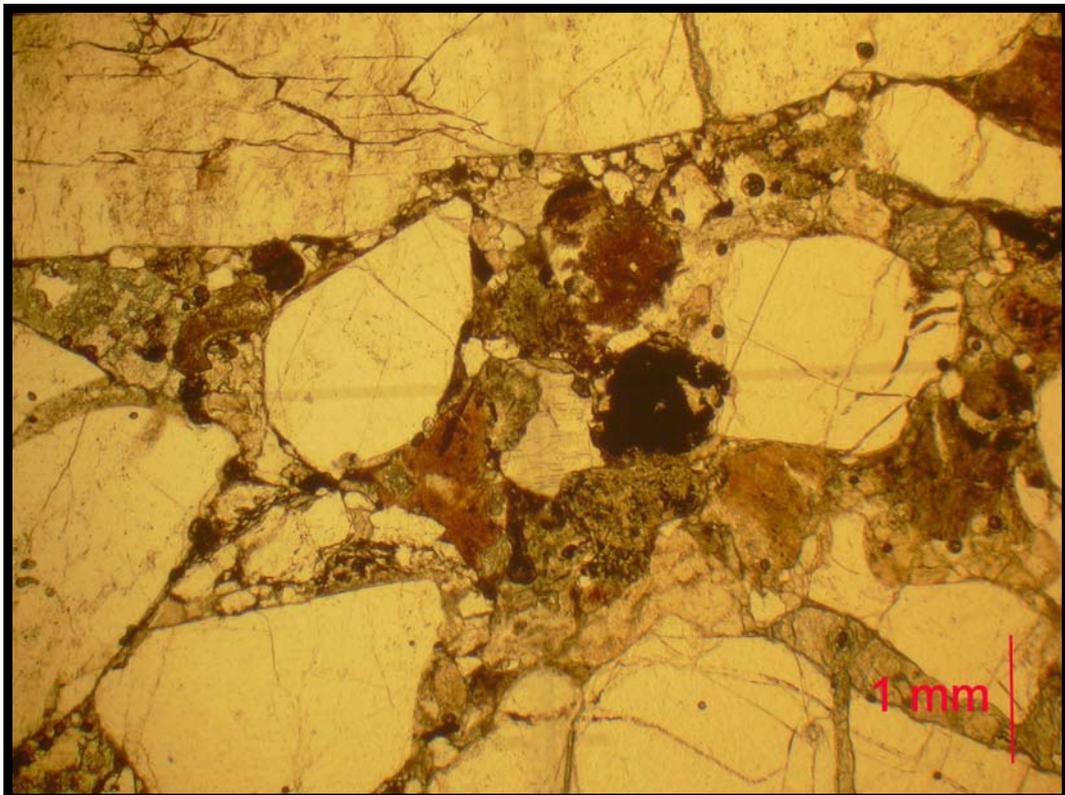
Si osserva la presenza, tra i clasti, di cemento carbonatico.



In questa immagine c'è da notare la sub-angolosità dei clasti, che indica un grado abbastanza elevato di maturità della roccia. In contrasto con l'immagine precedente in cui i clasti sono sub-angolosi.



In queste due immagini si nota invece molto bene, il fatto che vi sia una grande eterogeneità nelle dimensioni dei clasti. Vi sono clasti di dimensioni maggiori di 1 mm, e clasti estremamente più piccoli.



5.2. Formazione a *Bellerophon*

La generale trasgressione marina avvenuta nell'ultima porzione del Permiano superiore ha progressivamente sostituito gli ambienti continentali fluviali con ambienti prima costieri, tipo *sabkha*, poi schiettamente marini.

Tutto ciò è testimoniato dalla Formazione a *Bellerophon* che comprende un'ampia varietà di litofacies di mare basso: in linea di massima, la parte inferiore dell'unità è costituita da un corpo di evaporiti solfatiche alternate a variabili quantità di dolomie e peliti, e descrive ambienti inseribili in un contesto di piana costiera, mentre la parte superiore consiste di calcari scuri fossiliferi, con alghe calcaree, foraminiferi e molluschi, a testimonianza di un approfondimento dei bacini. Associazioni di facies continentali (*red-beds*), lagunari (evaporiti e alternanze peliti/dolomie con faune oligotipiche) e di shelf (calcari fossiliferi) si ripetono ciclicamente nella successione ed hanno consentito di riconoscere cicli trasgressivo-regressivi di III° Ordine, almeno 5 secondo Massari *et al.*, 1994.

Lo spessore globale della formazione aumenta da ovest verso est, a causa della direzione di trasgressione, da 0 a circa 350 m; spesso non è determinabile a causa dell'elevata tettonizzazione (l'unità evaporitica costituisce un importante livello di scollamento per i *thrust* alpini in Dolomiti orientali, mentre in Dolomiti occidentali ha dato luogo a fenomeni di diapirismo durante la fase di attività magmatica medio-triassica) (Castellarin *et al.*, 1998).

La parte inferiore della formazione è costituita da un unico litosoma a limiti moderatamente diacroni costituito da evaporiti che è possibile seguire con continuità dalle Dolomiti occidentali alla Carnia. In Dolomiti occidentali, quest'unità ha spessori variabili da pochi metri ad oltre 50 m (anche in questo caso spesso non sono determinabili con precisione a causa della tettonizzazione), dominati da facies subtidali, con alternanze di dolomie, a faune ristrette e gessi pian-laminati (Massari *et al.*, 1994).

Subordinati si osservano cicli di *sabkha* costiera (Bosellini & Hardie, 1973) con noduli di pompaggio evaporitico e superfici di emersione.

Il depocentro delle Dolomiti orientali-Carnia sud-occidentali mostra potenti successioni di gessi laminati, con ridotte intercalazioni dolomitiche o pelitiche, molto probabilmente accumulati in condizioni bacinali, relativamente profonde. Alcune lamine sono notevolmente ricche di kerogene, ma l'elevata maturità rende difficile lo studio geochimico.

Le evaporiti sono spesso associate a breccie dolomitiche vacuolari di origine tettonica, abbondanti in Dolomiti orientali, ma presenti anche ad ovest. L'ambiente di deposizione è

riferibile ad un ampio bacino lagunare, parzialmente sbarrato ad est e nord-est da paleolti. Come detto in precedenza, infatti, la geometria dei bacini deposizionali del sistema AVG-Fm. a *Bellerophon* è caratterizzato da un'evoluzione che porta da bacini tettonici probabilmente di *pull-apart* che producevano un ambiente deposizionale a regime confinato, ad un ambiente in cui la tettonica trasversiva cessava o rallentava la sua azione e le formazioni potevano depositarsi coprendo tutta l'area di sedimentazione e suturando i bacini precedenti.

A tetto del litosoma evaporitico ritorna gradualmente la sedimentazione terrigena, documentata dapprima da peliti ed arenarie grigie organizzate in cicli *thickening-* e *coarsening-up (mouth-bar)* e successivamente (almeno nel settore più occidentale delle Dolomiti) da corpi arenacei canalizzati e siltiti, formanti sequenze di *point-bar*.

Successivamente una pulsazione trasgressiva comportò l'interruzione definitiva della sedimentazione continentale e la deposizione di facies carbonatiche marine.

I carbonati che costituiscono la parte superiore della Formazione a *Bellerophon* sono dominati da micriti (*wackestone* e minori *packstone* bioclastici) con subordinate intercalazioni di marne e dolomie fini. Essi contengono spesso l'archeogasteropode *Bellerophon*, da cui è stato scelto il nome per la formazione.



Campione di calcare scuro appartenente alla Formazione a *Bellerophon*, in cui è visibile il fossile di *Bellerophon vaceki*, che ha dato indirettamente il nome all'intera formazione.

Questi calcari scuri, talvolta fetidi, sono stati definiti erroneamente bituminosi, ma in genere hanno un basso contenuto in carbonio organico.



Affioramento F-1, sul Torrente Rova. Straterello carbonioso all'interno dell'unità superiore della Formazione a *Bellerophon*

Le facies meno profonde sono dominate da cicli *fining-* e *shallowing-up*, che passano da marne a micriti e quindi a *packstone* bioclastici con associazioni ben differenziate ad Alghie calcaree, foraminiferi, lamellibranchi, gasteropodi e con rari cefalopodi, Brachiopodi e Ofiuroidi (Accordi, 1956; Loriga, 1960; Pasini, 1985; Noè, 1987; Broglio Loriga *et al.*, 1988, Posenato, 1988; 1989; Posenato R. & Prinoth H. 2004). Orizzonti a Nautiloidi e a Brachiopodi della Formazione a *Bellerophon* (Permiano superiore) in Val Gardena. (*Geo.Alp*, v. 1, pp. 71-85 Innsbruck-Bolzano). I grani rivestiti e gli ooidi sono

nettamente subordinati. Le tempestiti sono diffuse, le strutture da onde abbastanza comuni, ma mancano strutture trattive.

Questi cicli sono quasi sempre privi di chiari livelli intertidali, ma nelle zone più costiere vi sono superfici dolomitizzate, con impronte rizomorfe di piante, che dovevano occupare l'attuale nicchia ecologica delle Mangrovie.

Le successioni orientali (Cadore, Carnia) erano caratterizzate da monotone successioni di micriti bioclastico-peloidali e marne, con chiare influenze di mare aperto (Radiolari, Lamellibranchi pelagici).

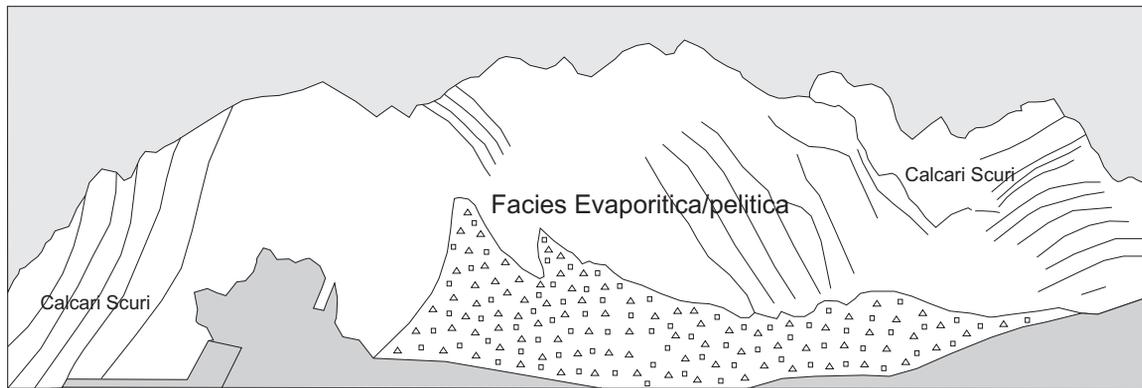
I calcari scuri della Formazione a *Bellerophon* costituiscono un litosoma che a scala regionale risulta avere una geometria a cuneo, chiudendosi a *pinch-out* verso est. La paleogeografia e l'assetto strutturale risulta molto differente rispetto a quello in cui si è deposta l'unità sottostante. Gli alti strutturali della Carnia sono ormai disattivati, da una laguna sbarrata si è passati ad una rampa omoclinale a debole gradiente con immersione verso est-nordest.

Holser & Magaritz (1988) hanno riconosciuto nella Formazione a *Bellerophon* della sezione di Reppwand (Pramollo), l'evento di anomalia positiva dell'isotopo del carbonio che serve per le correlazioni globali del tardo Permiano. Si trova a circa 30 m dalla base della formazione e permette di assegnarla al Dzhulfinao e al Dorashamiano (Changsingiano). Gran parte dei fossili presenti nella formazione sono indicativi di un generico Permiano superiore, senza però consentire correlazioni più dettagliate. Il recente ritrovamento di *Paratirolites* (*marker* della penultima cronozona del Changsingiano) sotto gli strati a *Comelicana*, nonché i nuovi dati sulle faune a conodonti della parte basale della Fm. di Werfen (Farabegoli & Perri, 1998; Neri & Posenato, 1999; Nicora & Perri, 1999), con l'individuazione di *Hindeodus* (*marker* candidato della base del Triassico) a Tesero e Bulla, consentono di considerare trascurabile un eventuale lacuna al limite P/T.

Il limite superiore della formazione testimonia, attraverso la presenza di dolomie vacuolari e a volte di *mud-cracks*, di un breve evento regressivo che comporta l'inizio del primo ciclo sedimentario di III° ordine del Triassico (Sc 1).

La Formazione a *Bellerophon* affiora in vari punti della zona rilevata, sia sul versante occidentale che su quello orientale. Gli affioramento più significativi sono due, quello sulla strada che da Agordo porta a Voltago Agordino, nominato F-201 che mostra il contatto tra la Formazione a *Bellerophon* e la Formazione di Werfen.

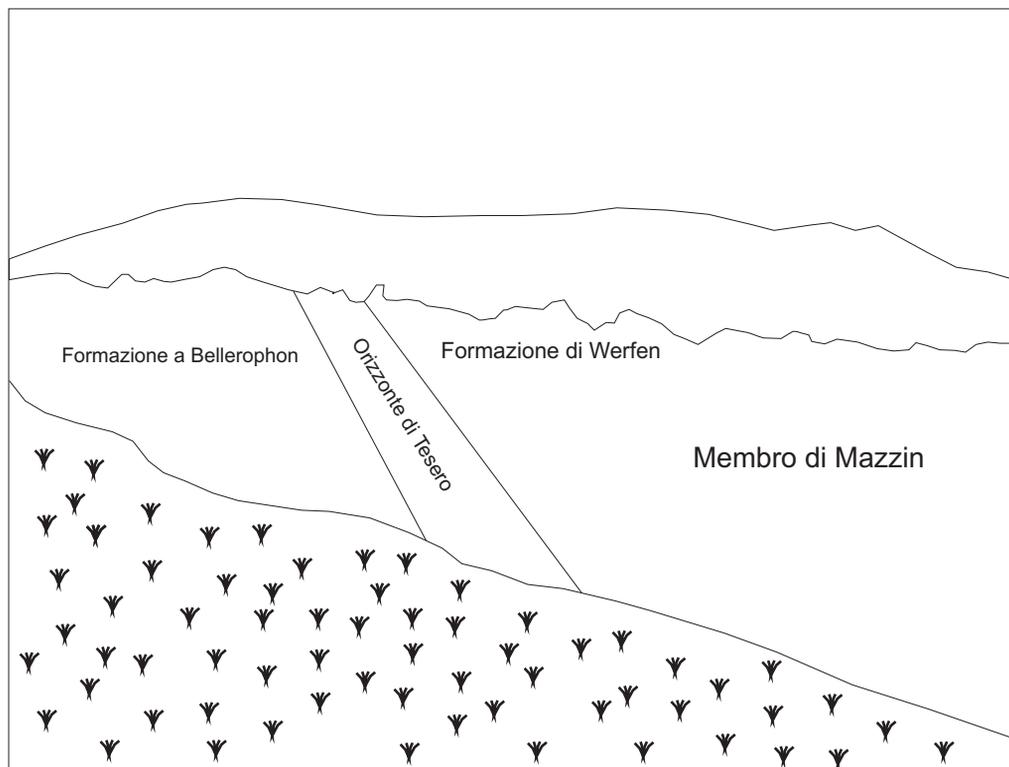
Un altro affioramento importante è quello sul torrente Rova, nominato F-1, che mostra il passaggio dalla facies inferiore pelitica e dolomitica a quella superiore costituita da calcari scuri.



Affioramento F-1.

Affioramento sul Torrente Rova, taglio naturale dovuto a frana.

La roccia è molto tettonizzata e fratturata, ma si nota abbastanza agevolmente il contatto tra una parte inferiore di colore chiaro giallastra, costituita da litologie più fini e dolomie e rappresentante l'unità inferiore, evaporitica, della formazione. E una parte superiore, costituita da calcari scuri fossiliferi, molto più compatti, infatti sono meno tettonizzati e formato delle piccole paretine, che rappresentano la parte superiore della formazione.



Affioramento F-201.

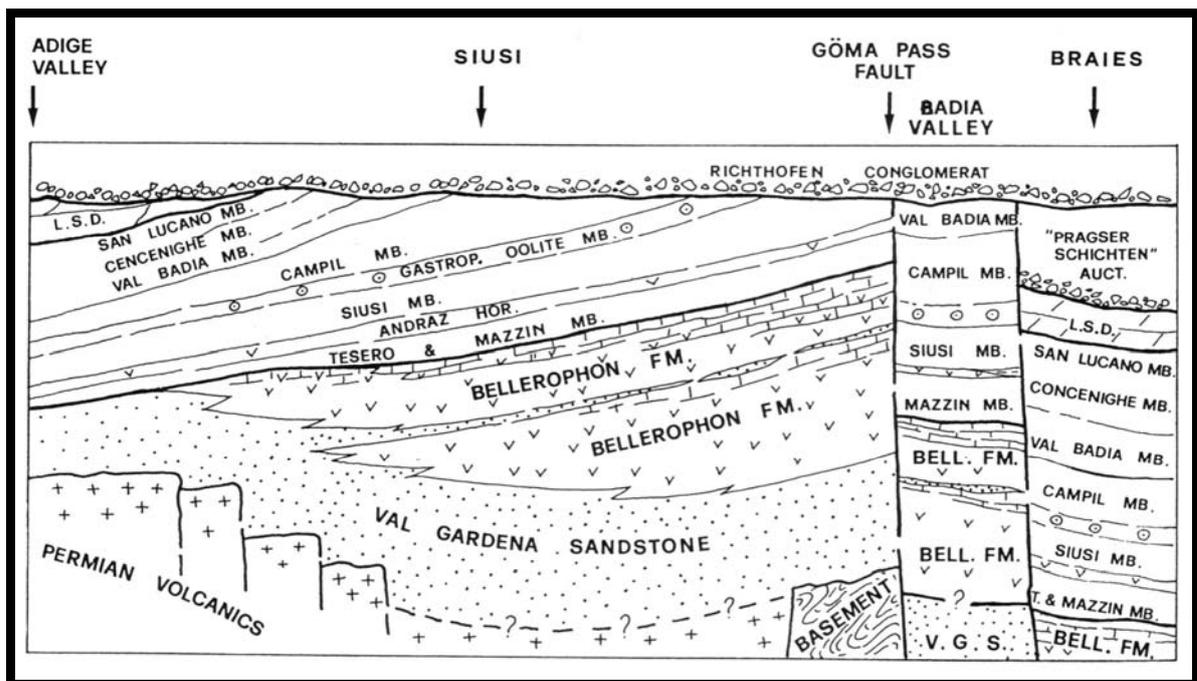
Limite graduale tra la Formazione a *Bellerophon* sotto (calcarei scuri) e la Formazione di Werfen, sopra.

I primi 10-20 cm della Formazione di Werfen, a diretto contatto con i sottostanti calcari scuri, appartengono all'Orizzonte di Tesero (nella figura è ben visibile perché forma, nell'affioramento descritto, un piccolo strato molto più compatto di ciò che lo circonda). La parte superiore dello strato è invece formato dal Membro di Mazzin.

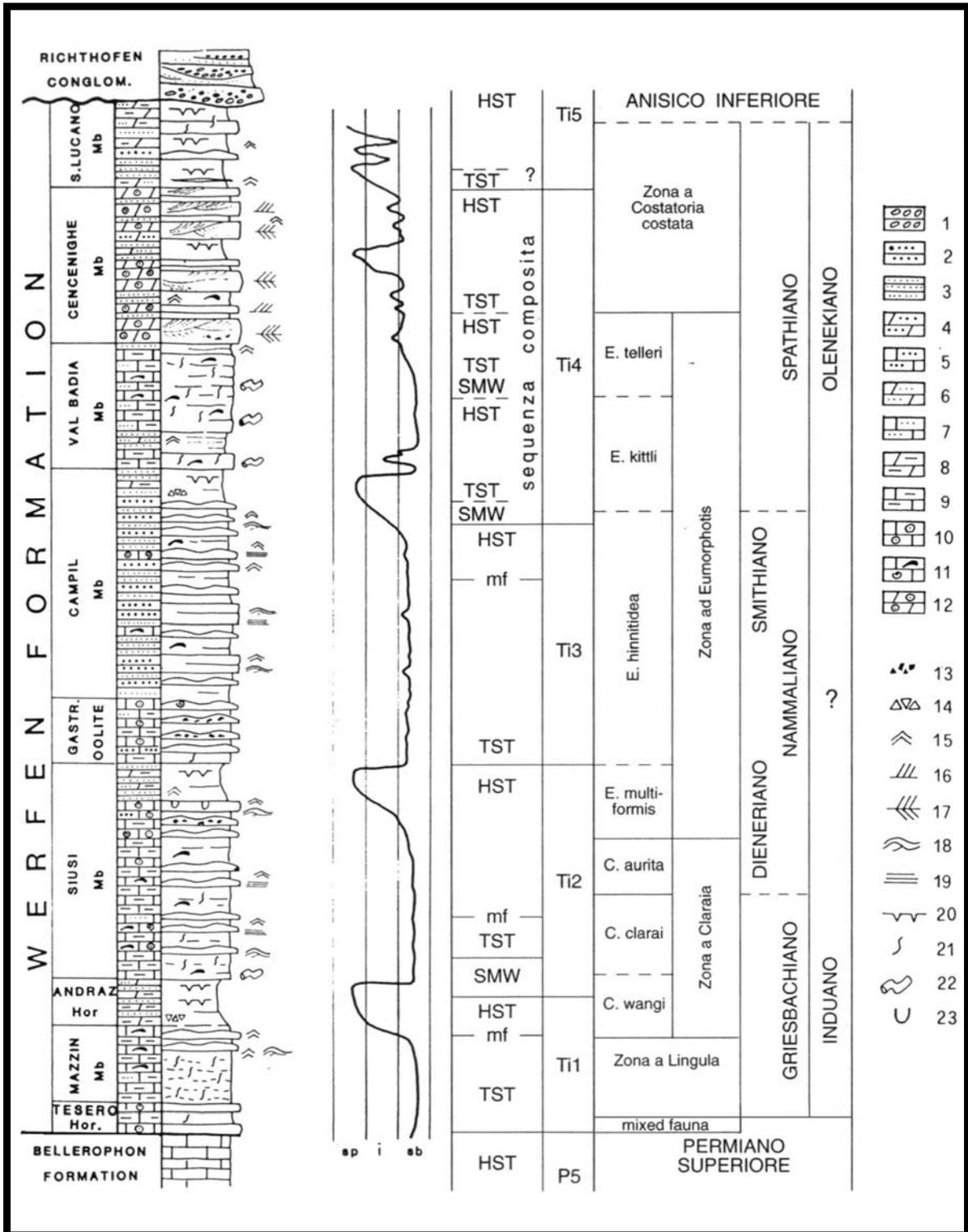
5.3. Formazione di Werfen

La Formazione di Werfen è rappresentata da una potente sequenza costituita da sedimenti carbonatici e terrigeni ed ha uno spessore che varia dai 200-250 m della Val D'Adige, ai 600-700 m delle Dolomiti orientali. Giace in paraconcordanza sulla Formazione a *Bellerophon* ed è sormontata generalmente dalla Formazione del Serla Inferiore (Anisico inferiore), ma può anche risultare a contatto diretto con il Conglomerato di Richthofen, con contatto erosivo, come succede nella sezione di Costabella (De Zanche *et al.*, 1992).

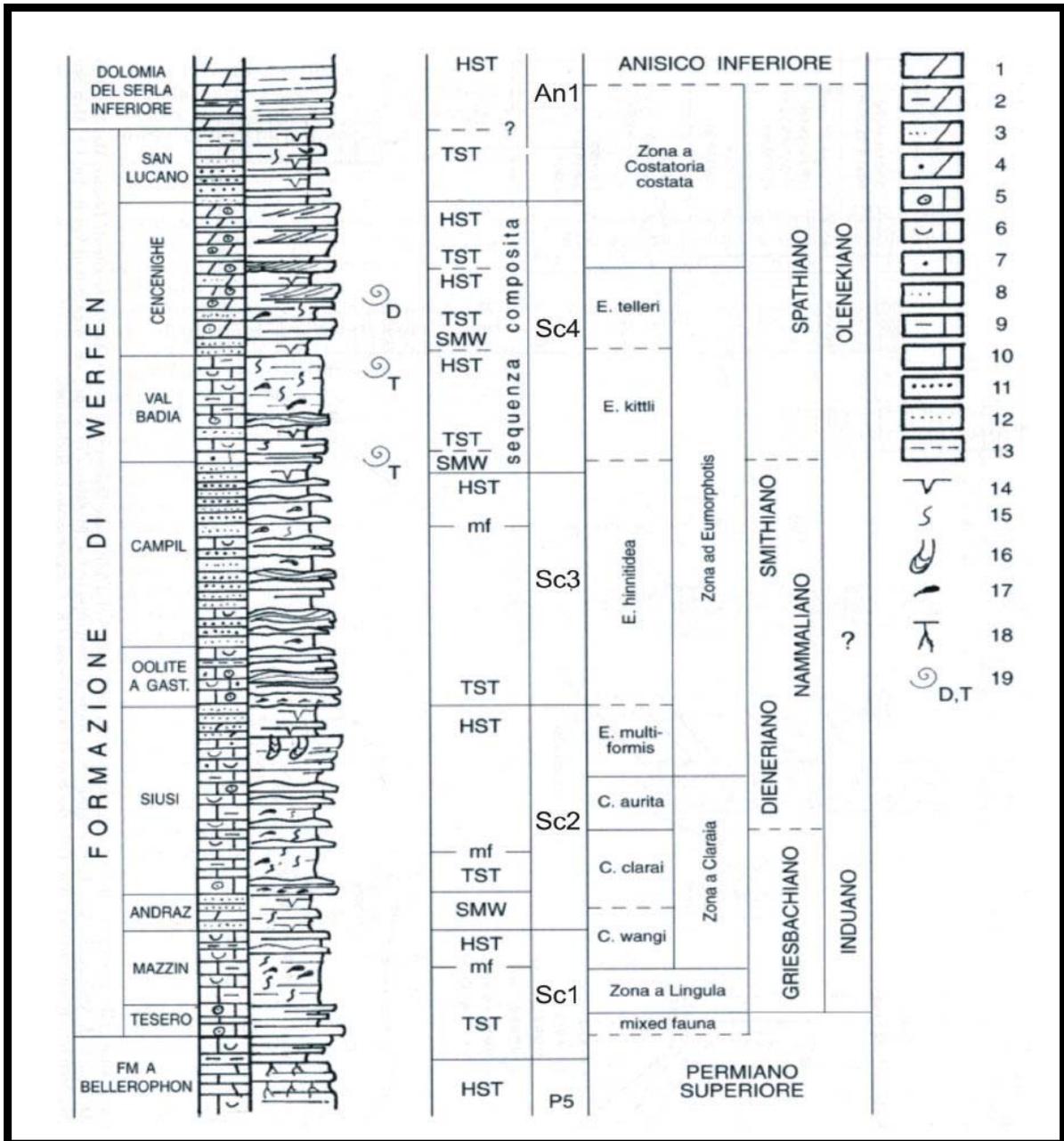
I primi studi sulla Formazione di Werfen risalgono all'800, con Richthofen (1860). Il nome della formazione deriva dalla cittadina di Werfen, in Austria, dove questi terreni furono descritti per la prima volta. Successivamente si susseguirono numerosi studi che affinarono sempre più la divisione interna della formazione, cominciando prima con criteri litostratigrafici e poi con divisioni biostratigrafiche. Solo negli anni sessanta e settanta, però, con i lavori di Bosellini (1968), Rossi (1969) e Farabegoli (1977) si arrivò definitivamente alla suddivisione della Formazione di Werfen in otto unità litostratigrafiche: 1) Orizzonte di Tesero, 2) Membro di Mazzin, 3) Orizzonte di Andraz, 4) Membro di Siusi, 5) Oolite a Gasteropodi, 6) Membro di Campil, 7) Membro di Val Badia, 8) Membro di Cencenighe. Il Membro di San Lucano è stato storicamente inserito come membro basso della formazione della Dolomia del Serla Inferiore, solo successivamente è stato inserito nella Formazione di Werfen.



Setting stratigrafico della Formazione di Wefen attraverso le Dolomiti: scala verticale amplificata (Broglia Lorigo *et al.*, 1990)



Schema standard dell'organizzazione litostratigrafica e sequenziale della Formazione di Werfen nelle Dolomiti occidentali. Simboli: 1) conglomerati; 2) arenarie; 3) peliti; 4) dolomie arenacee; 5) calcari arenacei; 6) dolomie siltose, 7) calcari siltosi, 8) dolomie marnose; 9) calcari marnosi; 10) calcari oolitici; 11) calcari bioclastici; 12) dolomie oolitiche; 13) breccie intraformazionali; 14) breccie evaporitiche; 15) wave ripple; 16) stratificazione incrociata; 17) herringbone; 18) hummocky; 19) laminazione parallela; 20) mud crack e teepee; 21) bioturbazioni; 22) burrow orizzontali; 23) *Diplocraterium* sp.; HST = highstand system tract, TST = trasgressive sistem tract, mf = maximum flooding surface. (da Broglio Loriga *et al.*, 1983; Neri & Stefani, 1998, modificato).



Schema cronostratigrafico e sequenziale della Formazione di Werfen, Triassico inferiore (mod. da Bosellini *et alii*, 1996). Simboli: 1) dolomie; 2) dolomie argillose; 3) dolomie siltose; 4) dolomie arenacee; 5) calcareniti oolitiche; 6) calcareniti bioclastiche; 7) calcari arenacei; 8) calcari siltosi; 9) calcari marnosi; 10) calcari micritici; 11) arenarie; 12) siltiti; 13) peliti; 14) *mud-cracks*; 15) bioturbazione; 16) *Diplocraterium*; 17) bivalvi; 18) tracce di radici; 19) ammonoidi, T = *Tirolites* sp., D = *Dinarites* sp.

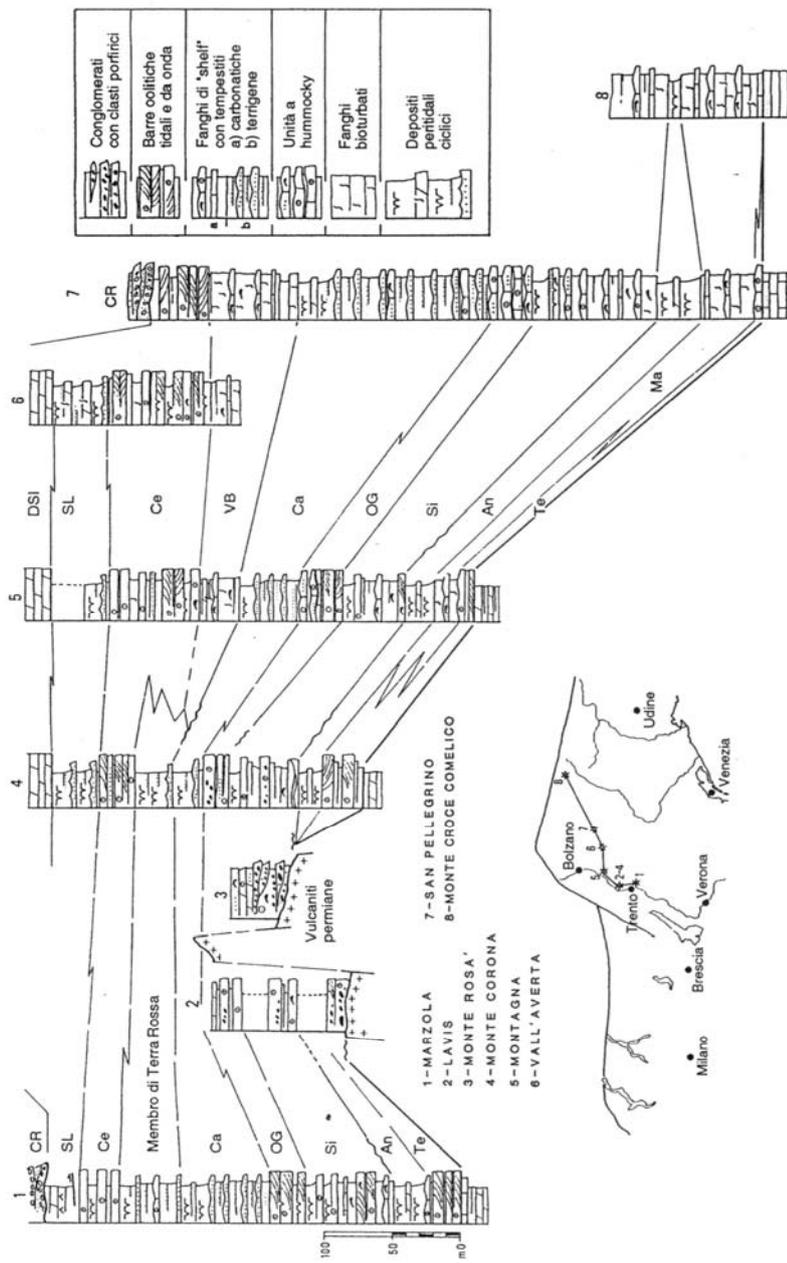
Orizzonte di Tesero

La base della Formazione di Werfen è rappresentata da un orizzonte prevalentemente oolitico, costituito da una fitta alternanza di *grainstone* oolitici, *grainstone-packstone* oolitico bioclastici e di *mudstone* talora leggermente marnosi, in strati tabulari o lenticolari di 10-20 cm di spessore, generalmente senza strutture. La tendenza è *fining-up*, con alla base una prevalenza di facies granulari e verso l'alto un aumento della parte fine (micriti). Il limite inferiore è netto mentre quello superiore col Membro di Mazzin è graduale e caratterizzato dalla progressiva scomparsa dei livelli oolitici e dall'aumento della frazione terrigena (argillosa). Lo spessore varia da 1-2 m, a circa 10 m a Tesero. Nell'area oggetto del rilevamento la spessore si aggira attorno a 3-4 metri.

La litologia dell'Orizzonte di Tesero suggerisce che al limite tra la Formazione a *Bellerophon* e la Formazione di Werfen si verificò una trasgressione molto rapida, di cui l'Orizzonte di Tesero rappresenta la parte bassa del TST, che riportò condizioni subtidali su gran parte delle Dolomiti.

Un grosso problema nella trattazione dell'Orizzonte di Tesero si è presentato per la sua datazione. E' stata scoperta, infatti, una zona a fauna mista e ad affinità permiana all'interno di tale orizzonte, con Foraminiferi Permiani, Lamellibranchi, Ostracodi, *Bellerophon vaceki* Bittner, *Lingula sp.* Questo ritrovamento ha fatto pensare ad alcuni che il limite Permo-Trias potesse anche non corrispondere col limite formazionale, anche per il fatto che il passaggio tra le due formazioni è graduale.

Gli studi più recenti di Posenato, 1988, suggeriscono però che è meglio mantenere il limite formazionale come limite Permo-Triassico a causa del notevole calo di biodiversità al passaggio formazionale e poi perchè la fauna della zona mista è stato scoperto poter essere ascrivibile sia al Permiano che al Triassico.



Correlazione stratigrafica di sezioni della Formazione di Werfen, dalla Val D'Adige alle Dolomiti orientali. Simboli: Te, Orizzonte di Tesero; Ma, Membro di Mazzini; An, Orizzonte di Andraz; Si, Membro di Siusi; OG, Oolite a Gasteropodi; Ca, Membro di Campil; VB, Membro di Val Badia; Ce, Membro di Cencenighe; SL, Membro di San Lucano; DSI, Dolomia Superiore del Serla; CR, Conglomerato di Richtofen (da Neri & Stefani, 1998).

Membro di Mazzin

Il Membro di Mazzin è costituito dall'alternanza apparentemente aciclica di due litofacies principali:

- a) *Mudstones* marnosi grigi con debole frazione siltosa quarzoso-micacea, intensamente bioturbati, in strati amalgamati di 0,5-2 metri di spessore con una caratteristica struttura a piccoli noduli di circa 1-2 cm di diametro. In qualche caso quando l'intensità della bioturbazione è modesta, si riconosce un'originaria stratificazione sottile con ritmi da centimetrici a decimetrici.
- b) *Mudstones* marnosi a laminazione parallela, con sottili intercalazioni più grossolane costituite da silt terrigeno e/o concentrazioni di bioclasti (Ostracodi, Lamellibranchi a guscio sottile); queste intercalazioni, spesse da meno di 1 mm a pochi centimetri, sono gradate, con base netta, planare, talvolta debolmente erosiva, a tetto sfumato; la geometria è prevalentemente tabulare, talvolta lenticolare.

Le due litofacies sfumano una nell'altra dando luogo a sequenze simmetriche; nella metà inferiore del membro prevalgono le facies bioturbate nodulari con subordinati livelli di *streaked muds*; questi ultimi diventano progressivamente più rilevanti nella parte medio-alta del membro, in cui sono presenti anche saltuarie intercalazioni di biocalcarenti (*packstones* a Lamellibranchi).



Affioramento F-76. *Streaked muds* in Membro di Mazzin.

Nei 10 metri sommitali del membro, nella litofacies b) può essere riscontrato un aumento della frazione grossolana e può passare a facies miste costituite da una fitta alternanza di *mudstones* marnosi e di calcari siltosi/calcareniti bioclastiche, in strati di 1-5 cm di spessore a base piana e tetto ondulato, modellato da *ripple* da onda sia a cresta rettilinea che di interferenza.

Lo spessore del Membro di Mazzin in Dolomiti, oscilla tra i 40 e i 50 metri; lo si può seguire ad est fino in Carnia. Nella Valsugana occidentale e nei dintorni di Trento non è presente.

L'ambiente di deposizione di gran parte del Membro di Mazzin può essere riferito a fondali fangosi a debole gradiente (tipo baia), probabilmente posti al di sotto del livello normale di azione delle onde, tranne per la parte superiore del membro in cui vi è una graduale transizione all'orizzonte peritidale di Andraz.

Le intercalazioni siltose e bioclastiche della facies b) sono legate all'abbassamento del livello di base delle onde durante tempeste e mareggiate, con rimaneggiamento dei fondali e successiva decantazione da sospensione (De Raaf *et al.*, 1977; Kreisa, 1981). Gli orizzonti amalgamati dalla bioturbazione riflettono fasi di minor energia collegabili forse a profondità maggiore o ad aree riparate; l'affermarsi degli *streaked muds* e delle facies miste nella parte superiore del membro riflette una progressiva diminuzione di profondità dell'ambiente di deposizione.

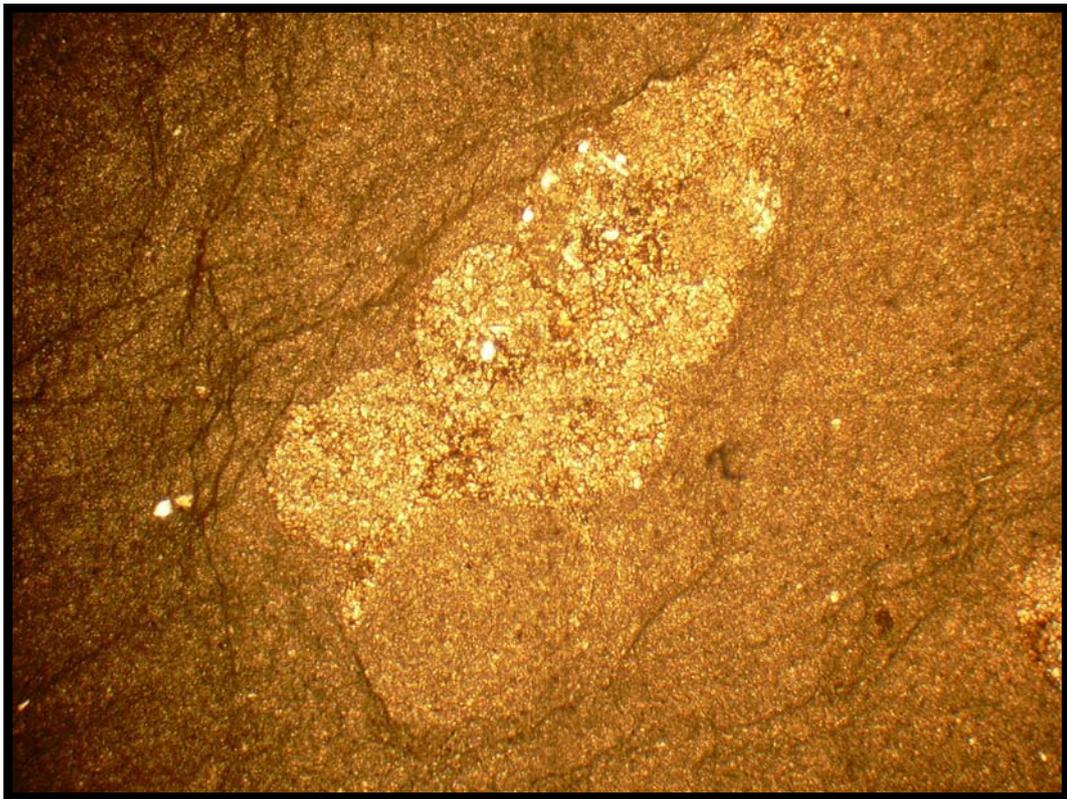
La transizione all'Orizzonte di Andraz, depositatosi in condizioni generalmente sopratidali, è piuttosto rapida e contenuta in pochi metri: da un unità eterolitica dolomitizzata si passa a dolomie e siltiti a *tidal bedding* e *mud cracks*. Non è presente al limite fra le due unità una chiara facies di spiaggia o di *sand flat*.

Gli eventi biostratigrafici di rilievo all'interno del Membro di Mazzin sono: l'alta frequenza di *Lingula sp.* e, nella parte superiore del membro, la comparsa di *Claraia*, rappresentata da una specie affine di *Claraia wangi* (Patte) e a *Claraia griesbachi* (Bittner). Nel complesso in questo intervallo i fossili possiedono ancora taglie molto modeste.

Molto frequenti gli Ostracodi, che diventano abbondantissimi in alcuni strati dove costituiscono il supporto granulare del sedimento, formando associazioni monotipiche. Anche gli altri fossili formano associazioni mono- e oligotipiche (*Lingula*, *Claraia*) ed in gran parte si trovano concentrati in *lags*.

Le litologie più fini contengono talvolta Lamellibranchi ed Ostracodi a valve chiuse, associati a microgasteropodi (*Holopella*) e talora a *Bellerophon vaceki*.

Fra i Lamellibranchi si identificano: *Unionites fassaensis* (Wissmann), *U. canalensis* (Catullo), *Neoschizodus*, *Towapteria scythica* (Wirth), *Eumorphotis* ?; frequente *Spirorbis*; presenti i Concostraci (Estherie).



Sezione sottile di un campione preso all'affioramento F-76 (a cui si riferisce anche la precedente figura). Come si vede chiaramente la litologia è quella di un *mudstone* carbonatico. Il fossile è un microgasteropode probabilmente del genere *Holopella*.

Orizzonte di Andraz

L'Orizzonte di Andraz è costituito da un'alternanza, con ritmi dell'ordine del metro, delle seguenti litologie:

- a) Siltiti, marne e dolomie silteose laminate, policrome (gialle, rosse, grigio-verdi) a *ripples* da onda, *tidal bedding* e frequenti strutture da disseccamento (*mud cracks*, *teepee*)
- b) Dolomie terrose vacuolari, gialle, in strati di 20-30 cm di spessore senza strutture, apparentemente bioturbate.
- c) Occasionali livelli di brecce di collasso



Affioramento F-76, parte alta. Cominciano ad apparire orizzonti di siltiti rosse e ciò testimonia il passaggio all'Orizzonte di Andraz. In questa foto si nota molto chiaramente l'alternanza caotica delle varie litologie.

Non sono presenti fossili. L'ambiente di deposizione può essere riferito ad un *tidal flat* in prevalenti condizioni inter-sopra tidali e clima arido; le dolomie gialle senza strutture rappresenterebbero episodi subtidali. Presenta, nel complesso, un trend regressivo evidenziato dalla marcata predominanza degli intervalli sopratidali deformati da *teepee* nella metà superiore dell'orizzonte. Ha uno spessore medio di circa 20-25 m nella fascia meridionale delle Dolomiti, che si riduce a 6-7 m nella bassa Val Badia; ha una notevole continuità laterale, affiorando dalla Val D'Adige, a ovest, e almeno fino al Cadore. E' il primo di una serie di episodi peritidali, equivalenti per potenza e per estensione laterale, intercalati a vari livelli entro la Formazione di Werfen.

L'orizzonte di Andraz segna il tetto del primo dei cicli sedimentari maggiori a trend regressivo documentati nella Formazione. Al tetto è ricoperto, con contatto netto, dalle facies subtidali del Membro di Siusi.

Membro di Siusi

La sequenza classica del Membro di Siusi nelle Dolomiti occidentali può venir suddivisa, da un punto di vista litostratigrafico, dal basso verso l'alto, in due grandi unità:

- a) Un'unità basale, sostanzialmente omogenea per litologia e tematica deposizionale, dello spessore medio di 80 cm, costituita da calcari marnosi e marnoso-siltosi grigi e rossastri, talvolta bioturbati (la bioturbazione è rappresentata da piste orizzontali di limivori e può portare all'amalgamazione totale del sedimento), alternati a biocalcareni oolitiche e a *packstones* bioclastici marnoso-siltosi. Le Calcareni sono costituite da Ooliti, Lamellibranchi e Megagasteropodi con strutture tipo *ripples* e *megaripples*. Solo le porzioni inferiore e media contengono *Claraia claraia* e *Claraia aurita* e rappresentano quindi il "Membro di Siusi" auct. La parte superiore (per uno spessore di circa 20 m) veniva inquadrata nel membro dell'Oolite a Gasteropodi. La frazione terrigena è relativamente scarsa e aumenta lievemente e con gradualità verso l'alto.



Fossile di *Claraia claraia* all'interno del Membro di Siusi. Affioramento F-19.



Affioramento F-78. Pista orizzontale di limivori.

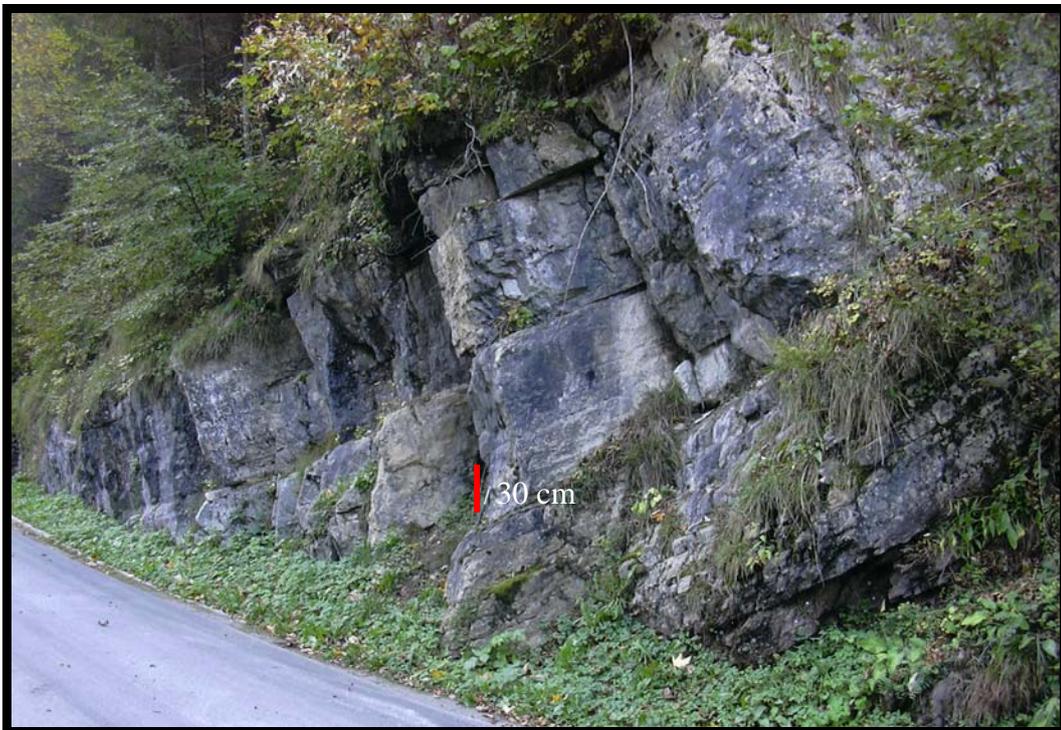
- b) Con contatto estremamente graduale si passa ad un orizzonte tipo “Andraz”, segnalato per la prima volta in Broglio Loriga *et al.* (1979), costituito da dolomie gialle vacuolari e siltiti-dolomie siltose policrome a *mud cracks*, dello spessore di 20-30 cm.



Affioramento F-78. Contatto erosivo tra una parte bassa costituita da micrite grigia e una parte alta costituita da un *grainstone* oolitico rosso. Membro di Siusi.

La ripetuta alternanza di sabbia e pelite suggerisce un ambiente caratterizzato da un continuo avvicinarsi di condizioni di bassa ed alta energia. Le litofacies pelitiche e quelle miste, sabbia e pelite, si susseguono dando luogo a sequenze prevalentemente simmetriche con subordinate sequenze negative originate dal costante incremento verso l'alto delle intercalazioni arenitiche. Tali sequenze riflettono oscillazioni periodiche della profondità, che probabilmente agivano in combinazione con piccole variazioni nella fisiografia costiera.

L'ambiente di deposizione può essere, quindi, identificato con una piattaforma marina subtidale con episodi isolati a forte moto ondoso e caratterizzata da successivi eventi di tempesta. I fondali fangosi in cui si depositava il Membro di Siusi possono essere individuati sia all'interno di una laguna costiera riparata a debole profondità, sia a profondità maggiori in una piattaforma aperta, probabilmente gli ambienti erano presenti entrambi ed hanno portato a depositi a *ripple*, che indicano una piattaforma localmente protetta e a depositi molto uniformi per aree anche molto estese, che suggeriscono invece, ambienti più aperti.



Affioramento F-29, sulla strada che da Taibon Agordino porta a Soccol. Strati pluridecimetrici di calcari arenacei grigi appartenenti al Membro di Siusi.

Nella sua porzione superiore il Membro di Siusi esprime una netta tendenza alla diminuzione di profondità, con il progressivo aumento del rapporto sabbia/pelite. Al tetto del membro la transizione verso facies peritidali è ben documentata dalla grande abbondanza di *ripples* da onda di interferenza, da *mud cracks*, intervalli a *lenticular bedding* e da un'icnofacies dominata da *Diplocraterion* (Broglia Loriga, 1983).

La parte superiore rappresenta un orizzonte evaporitico peritidale, che indica la parte terminale di HST della seconda sequenza trasgressivo-regressiva riconosciuta nel Werfen (Sc 2, De Zanche *et al.*, 1998). Questo orizzonte è costituito da una fitta alternanza di: dolomie siltoso-arenacee a *ripples* da onda di interferenza, in livelli di pochi centimetri di spessore intercalati a dolomie marnose, talvolta bioturbate; calcareniti oolitico-bioclastiche e intraclastiche, vacuolati, intensamente dolomitizzate; siltiti, marne, dolomie siltose policrome a laminazione parallela a *mud cracks*.



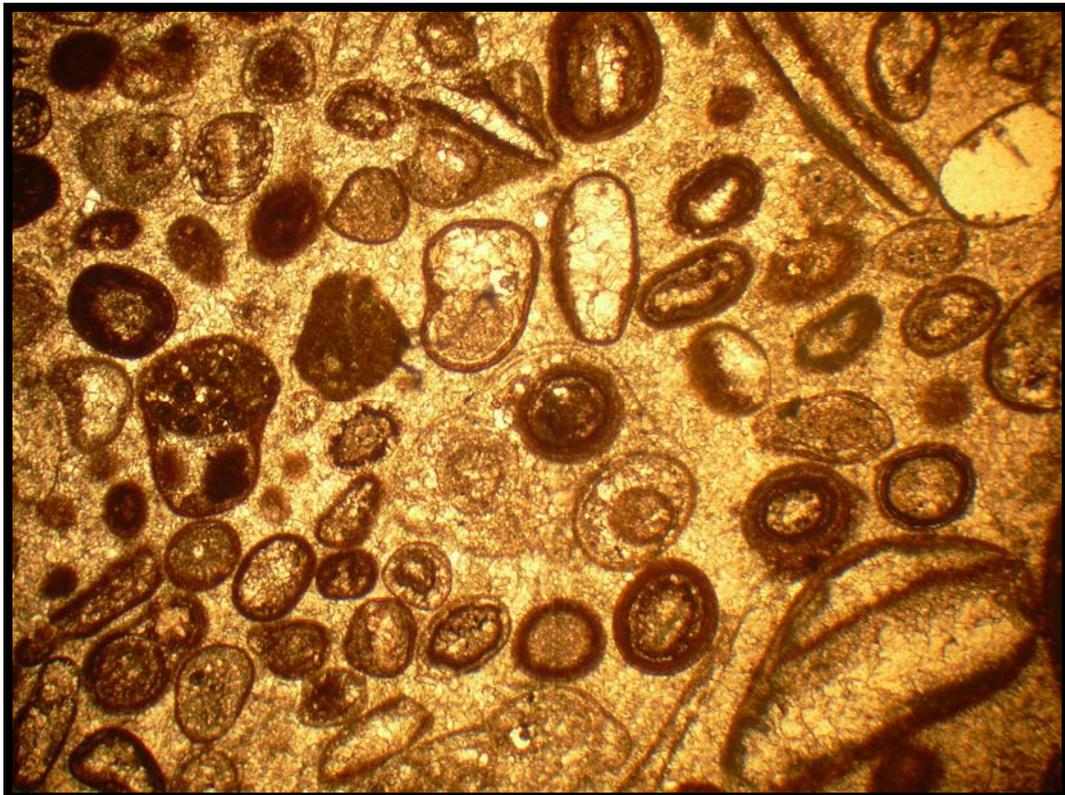
Limite tra Membro di Siusi e Oolite a Gasteropodi. Affioramento 16.

I fossili si rinvencono frequentemente in accumuli conchigliari più o meno rielaborati. Nelle unità miste tappezzano spesso le superfici di strato o sono allineati lungo le lamine all'interno degli *storm layers*; presentano un certo grado di selezionamento dimensionale. I Lamellibranchi, sempre a valve separate, sono orientati con la convessità rivolta verso l'alto. Il riempimento geopetale delle cavità conchigliari, mostra polarità disperse a caso, indizio di trasporto post-mortem. Nelle unità pelitiche i fossili sono dispersi, con

disposizione casuale, presumibilmente in posizione primaria o subprimaria (Broglia Loriga, 1983).

I fossili più caratteristici sono rappresentati dai Lamellibranchi del genere *Claraia*, presente con specie di grandi dimensioni e ben orientate, come *Claraia claraia* e *C. aurita*. Presente poi, in tutto il membro, ad eccezione dell'orizzonte sopratidale sterile, è *Eumorphotis* gr. *multiformis*, sia pure non frequente e con distribuzione verticale discontinua. L'infauna è dominata da abbondanti *Unionites*.

La microfaccies del Membro di Siusi è dominata dai Foraminiferi *Rectocornuspira kalhori* e *Cyclogyra mahajeri* Bronnimann, Zaninetti & Bozorgnia, frequenti in tutto il membro che costituisce la biozona di acme.



Sezione sottile del campione prelevato da un orizzonte calcarenitico dell'affioramento F-86. Si tratta di un *grainstone* oolitico. Nella figura è importante osservare la presenza di grani aggregati (al centro), tipo *lumps* che indicano un ambiente ad alta energia.

Oolite a Gasteropodi

Successivamente riprende la sedimentazione subtidale e con contatto brusco, di solito marcato da livelli intensamente bioturbati, si passa ad un unità costituita da una fitta alternanza di diverse litologie:

- Marne calcaree grigiastre, talvolta siltose; bioturbate.
- Calcari siltosi, siltiti calcaree, calcarei arenacei e arenarie calcaree grigio-rossastre. Strutture tipo *ripple* e strati a geometria spesso lenticolare.
- Calcareniti oolitico-bioclastiche rossastre con gusci di Lamellibranchi e megagasteropodi. Strutture tipo *ripple*.
- Livelli di brecce intraformazionali

Il membro dell'Oolite a Gasteropodi presenta una prevalenza delle litofacies miste su quelle pelitiche; la sabbia, costituita da calcareniti oolitico-bioclastiche e da quarzareniti, forma corpi abbastanza potenti (fino a 20 cm) costantemente interessati da rielaborazioni da onda (*hummocky* e *wave ripples*). La componente terrigena è aumentata sensibilmente rispetto al membro sottostante e il trend delle sequenze è prevalentemente negativo.



Affioramento F-24. Possibili *storm layers* in un unità di calcari arenacei dell'Oolite a Gasteropodi.

L'interpretazione ambientale è sostanzialmente analoga a quella proposta per il Membro di Siusi. L'ambiente deposizionale è ascrivibile, anche in questo caso, ad una piattaforma marina subtidale ma con profondità tendenzialmente inferiori, quindi toccata più spesso da forte moto ondoso e da più frequenti episodi di tempesta.



Storm Layer nel membro dell'Oolite a Gasteropodi.

Per la parte paleontologica valgono le stesse premesse dette per il precedente membro, fossili rielaborati e presenti in *storm layers* e trasporto post-mortem. Lamellibranchi a valve separate e con la convessità verso l'alto. Ma per L'Oolite a Gasteropodi vi è la particolarità della presenza di microgasteropodi che costituiscono frequentemente il supporto granulare delle biocalcareni.

Il passaggio al Campil è graduale e si manifesta con un aumento progressivo della colorazione rossa.

La fauna dell'Oolite a Gasteropodi è simile a quella del Membro di Siusi. I Lamellibranchi bissati sono rappresentati da *Eumorphotis* dei gruppi *multiformis* e *hinnitidea*, presenti con un grande numero di esemplari, di solito in pessime condizioni di conservazione. Dal punto di vista quantitativo la fauna è dominata dagli *Unionites* e dai microgasteropodi (*Holopella*, *Coelostylina*), che hanno in questo intervallo la loro maggiore diffusione.



Oolite a Gasteropodi, affioramento sul torrente Cordevole. Affioramento F-24.



Affioramento F-81, sul Torrente Roa. Presenza di un livello calcarenitico di almeno 5cm alla base, sormontato da livelletti di marne e silti a giunti ondulati. Nella parte superiore poi, è possibile distinguere un ulteriore livello di calcareniti che presentano laminazioni piano-parallele e leggermente ondulate.

Membro di Campil

Nel Membro di Campil si ritrova quella fitta alternanza di sabbia e fango e le stesse strutture sedimentarie che caratterizzano il Membro di Siusi e il membro dell'Oolite a Gasteropodi. Ha uno spessore di circa 120-150 metri e presenta sostanziale omogeneità di facies in tutta l'area delle Dolomiti occidentali.

Le più significative differenze sono rappresentate dal deciso incremento della frazione terrigena che ora prevale nettamente con siltiti e quarzareniti rosse, e dal più elevato rapporto sabbia/pelite.

Valgono anche per questo membro le considerazioni sedimentologiche e le litofacies già proposte per i membri immediatamente sottostanti. Si hanno quindi:

- a) Litofacies pelitiche: siltiti e marne siltose in lamine centimetriche, costituenti *sets* di circa 1 m di spessore; questa litofacies, leggermente più grossolana e complessivamente meno frequente delle equivalenti litofacies sottostanti, ha le medesime strutture sedimentarie. Le intercalazioni più grossolane sono costituite da quarzareniti micacee.
- b) Litofacies miste: alle siltiti e marne della litofacies a), si intercala in varie proporzioni una frazione grossolana, le cui variazioni rispetto ai membri sottostanti possono essere così sintetizzate:
 1. le calcareniti oolitico-bioclastiche ancora presenti sono decisamente subordinate
 2. nella maggior parte dei casi le intercalazioni grossolane sono rappresentate da quarzareniti rosse in strati di 2-5 cm di spessore, che rimpiazzano, con la stessa varietà di strutture i calcari siltosi laminati

Estremamente diffusi sono i *ripples* da onda di interferenza e frequenti sono anche le strutture da carico (*balls and pillows*). Nel Membro di Campil i corpi sabbiosi possono assumere un'importanza tale da essere distinti e descritti come litofacies arenitiche:

- c) Litofacies arenitiche: prevalenti quarzareniti micacee rosse laminate in strati decimetrici; la base è netta e spesso erosiva con saltuaria presenza di un *lag* conglomeratico a intraclasti siltitici piatti. Le erosioni basali possono essere molto accentuate, spingendosi in profondità nello strato sottostante. Le strutture sedimentarie coprono una vasta gamma che comprende vari tipi di laminazioni incrociate e parallele, spesso organizzate in microsequenze positive; è possibile osservare, in alcuni strati più spessi, la transizione verticale tra laminazione parallela alla base, laminazione *hummocky* e infine, *ripples* da onda, spesso di

interferenza al tetto. I diversi tipi di laminazioni possono interessare da soli l'intero spessore di uno strato o combinarsi in sequenze incomplete con transizione diretta dalla laminazione parallela o *hummocky* ai *ripples* da onda. Sono assenti le strutture sedimentarie indicative di trasporto ad opera di correnti trattive unidirezionali. Queste considerazioni consentono di riferire le arenarie laminate ad un ambiente di sedimentazione dominato dal moto ondoso, in cui ad una fase iniziale improvvisa e violenta seguivano condizioni di energia lentamente decrescenti. Tali condizioni sono innescate da mareggiate e tempeste in fondali poco profondi (*shoreface storm deposits*) (Reineck & Singh, 1971; De Raaf *et al.*, 1977).

A parte la scala e la litologia, le arenarie laminate del Campil hanno quindi lo stesso significato sedimentologico dei livelli grossolani dei membri inferiori, interpretati come *storm deposits*; il più alto rapporto sabbia/pelite, la frequenza e la profondità delle erosioni, il limitato spessore e talora l'assenza delle separazioni pelitiche tra un vento turbolento e l'altro, sarebbero però indicativi di una profondità mediamente minore rispetto ai precedenti membri (Broglia Loriga *et al.*, 1983).

Le litofacies precedentemente descritte sono organizzate in sequenze cicliche del tipo *coarsening-up*, *coarsening-up/fining-up* e *fining-up*.

Le sequenze *coarsening-up* sono ben rappresentate nella parte medio-inferiore del membro e sono generate dall'aumento della frazione sabbiosa, con passaggio verticale dalle facies fangose a quelle miste e infine a quelle sabbiose, che registrano una sedimentazione a debole profondità sotto il controllo delle onde.

Le sequenze *coarsening-up/fining-up* presentano uno sviluppo più o meno simmetrico rispetto ad un corpo centrale sabbioso. Queste sequenze sono interpretate, in accordo con De Raaf *et al.* (1977), come il prodotto della costruzione graduale o per fasi successive di *shoals* sabbiosi su fondali poco profondi fino al raggiungimento di condizioni di alta energia controllate dal moto ondoso, senza arrivare all'emersione. Una caduta più o meno rapida nell'energia ambientale portava poi al seppellimento di queste strutture, che venivano ricoperte dal fango. L'interpretazione è quindi quella di un ambiente costituito da fondali fangosi posti sotto il livello di base delle onde, ben ossigenati ed in cui l'azione delle correnti e piccole variazioni di profondità permettevano il periodico sviluppo di *shoals* (Broglia Loriga *et al.*, 1983).

La parte sommitale del Membro di Campil è rappresentata da un orizzonte peritidale costituito da dolomie siltose, dolomie marnose e siltiti rosse e grigie, arrangiate in cicli positivi, che culminano in livelli di *teepee*. Questo episodio peritidale costituisce il tetto del

terzo ciclo deposizionale di III° ordine riconosciuto all'interno della Formazione di Werfen. In particolare rappresenta l'apparato deposizionale di stazionamento alto riferibile al ciclo Sc 3 (De Zanche *et al.*, 1998).

Dal punto di vista paleontologico, rispetto ai membri precedenti, si verificano importanti variazioni rappresentate dal notevole decremento dei microgasteropodi (*Holopella*, *Coelostylina*, *Natica gregaria*), cui si contrappone una notevole frequenza di Pettinidi (*Entolium microtis*, *E. discites*, *Scythentolium*), praticamente assenti nei membri inferiori. Fra i Gasteropodi è presente una grossa forma nauticoide, confrontabile con *Naticopsis* cf. *arctica* Spath dello Scitico della Groenlandia.

I Lamellibranchi sono anche rappresentati dagli endobionti *Unionites*; da *Neoschizodus* e da *Costatoria costata*. Nell'ambito del genere *Eumorphotis* è comune *E. hinnitidea*, con la caratteristica ornamentazione innitoide e con dimensioni ridotte rispetto alla taglia media del genere.

Dominano le giaciture da trasporto, particolarmente evidenti negli strati a Pettinidi; raramente si rinvencono Lamellibranchi a valve unite, ad eccezione di *Unionites*, entro le siltiti e le marne siltose.

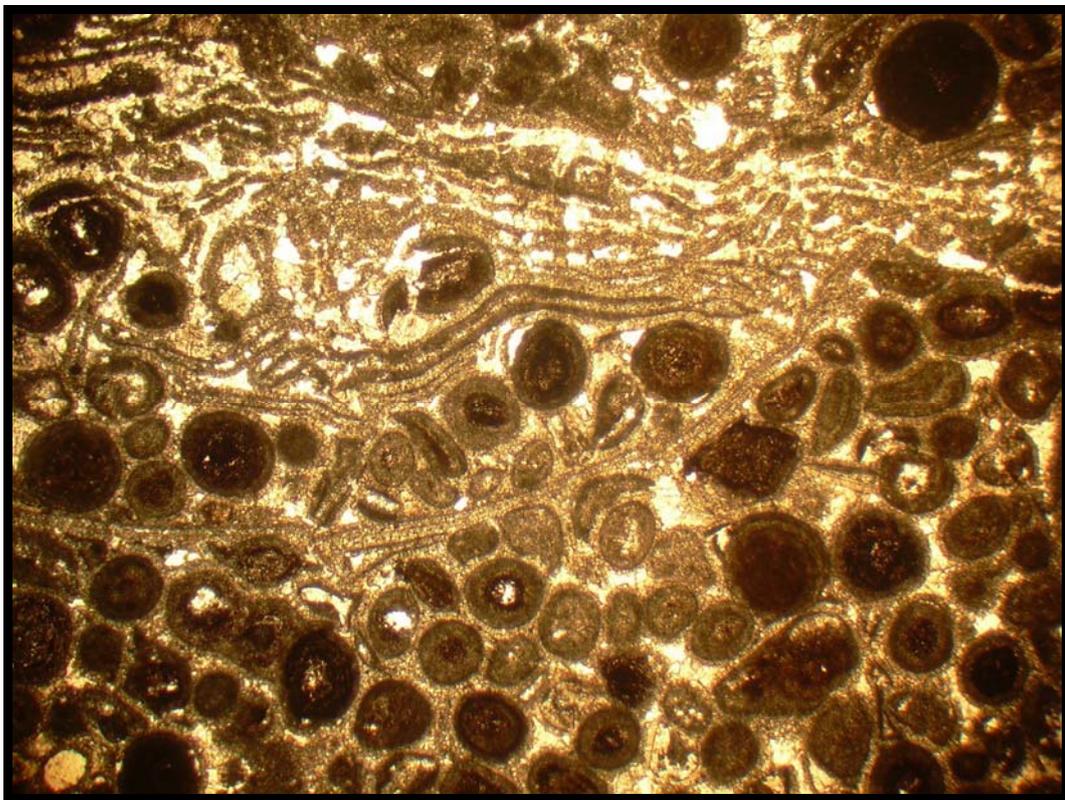
Nella parte medio-superiore del membro è molto frequente l'icnite *Asteriacites* Schlotheim e *Spirorbis*, che tappezza talora le superfici di stratificazione in associazione con microgasteropodi.



Membro di Campil, esempio della litologia prevalente costituita da siltiti rosso cupo. Affioramento 26.

Membro di Val Badia

Nell'area tipo il Membro di Val Badia può raggiungere 80 m di spessore, ma generalmente ha spessori medi di circa 30-50 metri. E' costituito in prevalenza da *mudstones* marnosi e marnoso-siltosi grigi e giallastri, calcareniti bioclastiche a Lamellibranchi e calcareniti oolitiche, rossastre o giallastre, che danno luogo a litofacies pelitiche e a litofacies miste. Queste litofacies sono costituite dalla fitta alternanza di *mudstones* marnosi con litotipi più grossolani (calcari siltosi, *packstone* a Lamellibranchi, saltuari *grainstone-packstones* oolitici) in strati centimetrici (1-5 cm) spesso gradati, a base netta, talvolta erosiva e tetto sfumato.



Affioramento F-68, sul un torrentello nei pressi di Taibon Agordino, sulla strada che va a Soccol. Il campione è stato preso da un livello oolitico di circa 5 cm di spessore all'interno del Membro di Val Badia. Come si vede la roccia è un *grainstone* oolitico a lamellibranchi.

Con contatto erosivo le unità miste, che presentano sempre un grado di bioturbazione più o meno elevato, possono passare ad orizzonti fortemente bioturbati da grosse piste orizzontali di limivori; a volte viene raggiunto il grado di bioturbazione con la tipica nodularità da *mottling* biogenico che oblitera ogni altra struttura. Occasionalmente sono presenti intercalazioni maggiori (15-50 cm), a geometria tabulare o lenticolare, di

calcareniti oolitiche e bioclastiche (interpretabili come livelli di tempesta) e livelli di marne fissili fossilifere di circa 50 cm di spessore.

L'ambiente di deposizione è riferibile ad una piattaforma subtidale, al di sotto del livello normale di azione delle onde ma sopra al livello di base delle onde di tempesta. L'alternarsi casuale di livelli intensamente bioturbati e di livelli che mostrano l'originaria tematica deposizionale è probabilmente controllato da variazioni della velocità di sedimentazione nell'ambito della stessa batimetria media (Broglio Loriga *et al.*, 1983).



Livello oolitico-bioclastico all'interno del Membro di Val Badia. Affioramento 17.

Nella parte inferiore della successione del Membro di Val Badia è presente un'unità di 10-12 m di spessore, a volte coperta o mal esposta, caratterizzata da siltiti e calcari siltosi grigi e rossi, in lamine centimetriche, talvolta a *ripples* da onda e *hummocky*. Tale unità sembrerebbe indicativa di condizioni più marginali rispetto alla facies classica subtidale.

Nella fascia centro-meridionale delle Dolomiti, il Membro di Val Badia presenta caratteristiche sensibilmente diverse rispetto all'area-tipo. Lo spessore si riduce, toccando minimi di 25-30 metri.

La facies subtidale rappresenta solo una parte della formazione perchè tende a prendere il sopravvento una sedimentazione ciclica di tipo peritidale. Queste facies peritidali mostrano un generale trend trasgressivo con alla base dolomie marnose bioturbate, alternate a siltiti e dolomie siltose policrome a *teepee*, in cicli con predominanza dell'intervallo sopratidale.

Successivamente si passa gradualmente a calcari e a calcari dolomitici marnosi e siltosi grigi, in cicli positivi caratterizzati da un intervallo subtidale bioturbato e fossilifero che diventa predominante verso l'alto. L'intervallo inter-sopratidale è rappresentato da calcari siltosi a *lenticular bedding* e a *tidal bedding*, e talora da dolomie stromatolitiche, con *fenestrae* e suoli poligonali. Sono pressoché assenti le strutture da disseccamento.



Stratificazione tipo *hummocky* all'interno del Membro di Val Badia. Affioramento 17.

In questa unità sono occasionalmente intercalati corpi arenacei a cemento carbonatico, con un *lag* basale intraclastico, aventi lo spessore di circa 1 m, con stratificazione incrociata tabulare a grande scala culminante in siltiti bioturbate e a *lenticular bedding*; queste sequenze positive, di circa 2 m di spessore, potrebbero corrispondere a cicli di canale nell'ambito di un *tidal flat* (Broglia Loriga *et al.*, 1983).

Nella metà superiore del membro si afferma infine la facies subtidale aciclica, caratterizzata dalla ripetuta alternanza di litofacies miste e di livelli amalgamati dalla bioturbazione. Verso il tetto del Membro di Val Badia, si registra un nuovo abbassamento marino. In diverse sezioni la parte sommitale è rappresentata da una sequenza positiva di alcuni metri di spessore, costituita alla base da calcari siltoso-arenacei con stratificazione incrociata ed *herringbone*, contenenti un'icnofacies dominata da *Diplocraterion*, passanti verso l'alto a dolomie e dolomie siltose a *fenestrae* e a *mud-cracks*. In altre sezioni non è

documentato l'episodio sopratidale, che è sostituito da facies di barra litorale e/o *sand flat* controllate dalle correnti di marea.

Per quanto riguarda la paleontologia del membro, si può affermare che si verificano decise variazioni del contenuto fossilifero, rispetto ai precedenti membri, accentuate dalla presenza dei Cefalopodi; questa unità e la successiva costituiscono i “*Tirolites beds*” Auct.

L'unità è caratterizzata dai seguenti eventi biostratigrafici:

- Prima presenza di *Tirolites cassianus* (Quenstedt)
- Prima presenza di *Natiria costata* (Munster) e di *Turbo rectecostatus* (Hauer)
- *Eumorphotis* Bittner è rappresentato da specie con ornamentazione innitoide e da altre del gruppo *E. multiformis*. La taglia media è aumentata e probabilmente si raggiungono le dimensioni massime del genere.
- Ulteriore decremento dei microgasteropodi, mentre continua la presenza di frequente infauna, probabilmente con qualche variazione tassonomica rispetto ai membri sottostanti
- Associazioni di tipo gregario a *Praeaplocoma hessi* (Broglia Loriga)
- I Pettinidi sono presenti in forma meno massiccia rispetto al Membro di Campil
- Compagno con frequenza i Foraminiferi del tipo *Glomospira* Rzehak, *Glomospirella* Plummer; saltuaria presenza di *Meandrospira* Loeblich & Tappan

Molti fossili si trovano in *lags*; ne sono interessati anche i Gasteropodi *Natiria costata* e *Turbo rectecostatus*, oltre ai Cefalopodi e ai Lamellibranchi.



Laminazione da *wave ripple* nel Membro di Val Badia. Affioramento 17.

I Cefalopodi formano associazioni monotipiche, oppure si trovano assieme ai Gasteropodi citati. Esistono anche concentrazioni di fossili non trasportati di varia origine (gregarismo, attività di limivori).

In tutta l'area centro-meridionale delle Dolomiti (ed anche nell'area rilevata), il Membro di Val Badia è sormontato con contatto transizionale dal Membro di Cencenighe, anche se può succedere che il Membro di Cencenighe non sia presente.

Membro di Cencenighe

Il Membro di Cencenighe è costituito da una grande varietà di tipi litologici, che danno luogo alle seguenti litofacies:

- a) Siltiti, marne, calcari dolomitici e dolomie marnoso-siltose e subordinatamente arenacee, talora fossilifere, con occasionali intercalazioni dello spessore di 1-10 cm di dolomie oolitiche e bioclastiche; le strutture sono rappresentate da laminazione parallela centimetrica, talora obliterata dalla bioturbazione e da *ripples* da onda. La potenza dei *sets* varia da meno di 1 m a circa 3 m. L'ambiente di sedimentazione è da riferirsi ad un subtidale poco profondo.
- b) Dolomie oolitiche e oolitico-bioclastiche a Lamellibranchi e Echinodermi, in strati di 5-30 cm di spessore a geometria da tabulare a lenticolare, separati da livelli pelitici e siltitici di spessore variabile fra meno di 1 cm e 10 cm circa. Le dolomie oolitiche presentano stratificazione incrociata, spesso bimodale e talora laminazione *hummocky*, mentre le siltiti sono caratterizzate dalla presenza di *ripples* da onda. Lateralmente i livelli oolitici di spessore maggiore possono sfrangiarsi in strati a *wavy bedding* costituiti dall'alternanza di più episodi oolitici centimetrici in straterelli ondulati, separati da marne e siltiti. La componente grossolana oolitico-bioclastica è generalmente dominante, anche se in certi casi può scendere sotto il 50%. Le siltiti e le marne sono frequentemente bioturbate e, talvolta, fossilifere. L'ambiente di sedimentazione è subtidale poco profondo, con fondali influenzati dalle onde e dalle correnti di marea; queste ultime sono verosimilmente responsabili della messa in posto di gran parte dei livelli oolitico-bioclastici, anche se in certi casi l'unico modo per spiegare la deposizione e il rimaneggiamento di questi livelli è l'intervento di episodi di tempesta, come testimoniano le strutture *hummocky cross-stratifications* (Broglia Loriga *et al.*, 1983). Lo spessore dei *sets* è di 1-5 m circa.
- c) Dolomie oolitiche, oolitico-bioclastiche e arenacee in grossi banchi composti a *flaser bedding*, dello spessore di 0,5-1 m. Le strutture sono rappresentate da stratificazione incrociata tabulare e a festoni, con direzioni approssimativamente bimodali, e da *ripples* da onda. Rari gli *herringbones s.s.* Sono occasionalmente presenti livelli deformati a *teepee*. Lo spessore degli strati varia da 1 a 3 m. Questa litofacies, che corrisponde al massimo di energia raggiunta nell'ambito del membro, è rappresentativa di corpi oolitici da sub- a intertidali controllati principalmente dalle correnti di marea (barre litorali e/o *sand flats*).



Strutture a *herringbone* in calcari arenacei del Membro di Cencenighe. Affioramento F-72.

- d) Siltiti e dolomie siltose a laminazione parallela millimetrica (tipo *tidal bedding*) e a *ripples* da onda (*lenticular bedding*); molto frequenti le strutture da esposizione subaerea (*mud cracks* e *teepee*, spesso associati a livelli centimetrici di dolomie afanitiche rosate e a breccie autoclastiche). La potenza degli strati varia da meno di 1 m ad alcuni metri. L'ambiente di sedimentazione corrisponde ad un *mud flat* in prevalenti condizioni sopratidali.



Affioramento numero 69, *teepee* all'interno del Membro di Cencenighe, in un contesto di litologie pelitiche.

In generale è possibile riferire l'ambiente di deposizione del Membro di Cencenighe ad un complesso di *tidal flat* a sedimentazione mista. Prevalgono gli episodi subtidali anche se localmente si individuano brevi episodi sopratidali.

Dal punto di vista paleontologico, la persistenza di *Tirolites*, di *Natiria costata*, di *Turbo rectecostatus* e di *Eumorphotis* gr. *hinnitidea*, stabiliscono un rapporto di forte affinità fra questo membro e quello sottostante. Per contro, vi sono anche peculiarità che lo contraddistinguono, come la presenza pressoché esclusiva di *Eumorphotis telleri* e di *Scythentolium tirolicum*, assieme alla presenza frequente di *Meandrospira pusilla* e alla grande quantità di resti di Crinoidi di tipo isocrinidi.

Il genere *Eumorphotis* continua ad avere taglia piuttosto grande, con dominanza però di forme a superficie liscia o scarsamente ornata rispetto a quelle ornamentate del gruppo *E. hinnitidea*. E' presente la *E. reticulata*.

Persistono i fossatori, con "*Pleuromya*", che mostrano taglie decisamente superiori a quelle finora riscontrate.



Strati di arenaria laminati del Membro di Cencenighe.



Laminazioni pianoparallele e da *herringbone* nel Membro di Cencenighe.

Membro di San Lucano

Il Membro di San Lucano è stato citato per la prima volta in letteratura nel 1978, da Pisa & Farabegoli ma è stato inserito come membro basso della Formazione del Serla inferiore. Solo nell'1982, Casati *et al.* lo hanno incluso nella Formazione di Werfen.

Lo spessore totale dell'unità può variare in Dolomiti tra i 20 e i 70 m. Si distingue dal precedente Membro di Cencenighe per l'assenza di livelli oolitici e per la presenza di prevalenti dolomie e facies evaporitiche (Blendinger, 1983).

Litologicamente è costituito da una fitta alternanza di: dolomie marnose, siltose e arenacee di colore rosso cupo, siltiti e arenarie violette, marne siltose violette, biancastre o verdastre; siltiti violette alternate a dolomie giallastre; micriti dolomitiche giallastre omogenee o fittamente laminate, spesso con cavità vuote centimetriche e fratture da disseccamento (Pisa & Farabegoli, 1978). Nella parte superiore sono presenti degli strati di gessi bianchiriosati microcristallini. Gli strati hanno spessori variabili da pochi cm ad oltre 40 cm, e i giunti di strato sono generalmente piano-paralleli.



Affioramento F-104. Strutture da carico, tipo *balls and pillows* all'interno del Membro di San Lucano.

L'unità si è depositata in un ambiente di transizione fra una piana di marea ed una carbonatica, caratterizzato da prevalenti condizioni sopratidali, a volte evaporitiche (Pisa & Farabegoli, 1978); la parte superiore, evaporitica, richiama ad ambienti di *shabka* (Blendinger, 1983).

• • •

L'ambiente di deposizione della Formazione di Werfen è rappresentato da fondali subtidali poco profondi, frequentemente rielaborati dalle onde di tempesta. La deposizione di questa formazione registra la tendenza globalmente trasgressiva iniziata nel Permiano con la deposizione della Formazione a *Bellerophon*. Gli ambienti deposizionali hanno caratteristiche più complesse rispetto alle formazioni sottostanti e ciò si osserva dalla grande variabilità verticale dei depositi. La sedimentazione subtidale, infatti, viene più volte interrotta da episodi peritidali di estensione regionale (Orizzonte di Andraz, tetto del Membro di Siusi, tetto del Membro di Campil, livelli all'interno del Membro di Val Badia e parte del Membro di San Lucano) che culminano con facies prevalentemente sopratidali, a volte evaporitiche. Tali orizzonti hanno permesso di suddividere la formazioni di Werfen

in sequenze di III° ordine. Sei in tutto secondo gli studi più recenti (De Zanche *et al.*, 1998).

La prima sequenza (Sc 1) ha come SB (*sequence boundary*) la parte sommitale della Formazione a *Bellerophon*, dove i *packstones* e i *wackestones* bioclastici e i *grainstones* terrigeno-carbonatici lasciano gradualmente il posto a dolomie peritidali grigiastre. Tutta questa parte superiore della Formazione a *Bellerophon*, può essere parte di un LST (*Lowstand System Tract*) o di un SMW (*Shelf Margin Wedge*). L'orizzonte di Tesero e la parte bassa del Membro di Mazzin, rappresentano il TST (*Trangressive System Tract*) e registrano la rapida trasgressione marina succeduta all'episodio regressivo che precede la messa in posto dell'intera sequenza. Le sabbie oolitiche che si formavano sui fondali in via di approfondimento, di cui è costituito l'intero Orizzonte di Tesero, erano poi rielaborate dalle onde e dalle mareggiate, che mettevano in posto gli *stomlayers* osservabili nell'orizzonte in questione (Broglia Loriga *et al.*, 1983). La parte superiore del Membro di Mazzin, costituita prevalentemente da *mudstones* marnosi ed in cui aumentano notevolmente gli *stormlayers*, registra una graduale evoluzione *shallowing-up*, che ripristina condizioni subtidali in tutte le Dolomiti.

Questa paleogeografia viene rapidamente livellata in un contesto peritidale con l'Orizzonte di Andraz, che registra un abbassamento marino e l'inizio di una nuova sequenza (Sc 2) il cui SB può essere posizionato al contatto tra le dolomie marnoso-siltose giallastre con i *mudstones* del Membro di Mazzin. Tale limite di sequenza sembra appartenere al Dineriano inferiore (De Zanche *et al.*, 1998). I depositi del SMW consistono in cicli *shallowing-upward*, costituiti da dolomie siltose gialle e marne-siltiti laminate policrome. Il TST include anche parte del Membro di Siusi ed è composto da *packstones* oolitico-intraclastici-bioclastici e *grainstones*. La parte superiore del Membro di Siusi, costituito da arenarie e calcareniti laminate ad *hummocky* e la base dell'Oolite a Gasteropodi rappresentano l'HST e derivano da una migrazione verso bacino delle facies.

In corrispondenza della transizione brusca tra i depositi sopratidali e i depositi subtidali, all'interno dell'Oolite a Gasteropodi, può essere collocato il SB della successiva sequenza (Sc 3), che registra una nuova trasgressione marina e che porta l'area delle Dolomiti in un dominio subtidale di debolissima profondità, al limite del livello di base delle onde (Broglia Loriga *et al.*, 1983). L'apparato deposizionale trasgressivo comprende la parte superiore dell'Oolite a Gasteropodi, composta da alternanze di arenarie, siltiti e *grainstones-packstones* oolitico-bioclastici. Il Membro di Campil rappresenta l'apparato

deposizionale di stazionamento alto e comprende facies subtidali e di mare basso e registra anche un aumento della frazione terrigena rispetto ai precedenti membri.

Il successivo Membro di Val Badia registra una nuova fase trasgressiva particolarmente evidente nell'area nord-occidentale delle Dolomiti: qui le facies subtidali raggiungono spessori dell'ordine dei 70 m e contengono faune ricche e diversificate, distribuite più o meno in tutti i livelli della serie e comprendenti anche Ammoniti (*Tirolites cassianus*). Nella fascia più meridionale delle Dolomiti il membro diminuisce di spessore e, dopo la trasgressione basale generalmente documentata da un banco bioturbato fossilifero, è registrato un nuovo episodio peritidale. Questo episodio ha indotto alcuni autori a dividere, recentemente, il Membro di Val Badia in due cicli trasgressivo-regressivi (Sc 4 e Sc 5). Non essendo, però, presente in tutte le sezioni dell'area Dolomitica, alcuni autori preferiscono ancora non considerare l'episodio peritidale come indicativo del tetto di una sequenza. Per questi autori il Membro di Val Badia è costituito da un solo ciclo deposizionale.

La sesta sequenza della Formazione (Sc 6), ha come limite l'interfaccia di separazione tra le arenarie del Membro di Val Badia e le calcareniti oolitico-bioclastiche della parte basale del Membro di Cencenighe. Localmente questo limite coincide con superfici di esposizione subarea (Broglio Loriga *et al.*, 1990). Il TST consiste in *grainstones* oolitici, marne e siltiti della parte inferiore del Membro di Cencenighe, mentre l'HST è formato da *grainstones* oolitici e bioclastici a crinoidi, *packstones*, siltiti e arenarie, presenti nella parte superiore.

Il Membro di San Lucano non era stato inizialmente inserito nella Formazione di Werfen anche perchè fa parte di una ulteriore sequenza deposizionale che comprende anche la Formazione del Serla Inferiore (An 1) e di cui corrisponde al sistema deposizionale di margine di piattaforma.

• • •

Nell'area oggetto del lavoro di rilevamento, la Formazione di Werfen occupa un ruolo predominante per quanto riguarda la sua diffusione spaziale. Gli affioramenti di tale formazione coprono quasi interamente il versante occidentale dell'area (il versante compreso tra la località di Voltago Agordino, a sud, e Taibon Agordino e nord) e buona parte del versante orientale.

Sul versante occidentale gli affioramenti sono assai difficili da scovare a causa della copertura boschiva che interessa tutta l'area. Un altro problema è che, se le sezioni affioranti sono di scarsa entità e mostrano solo pochi metri di roccia, per una formazione come questa è molto difficile capire di che membro della successione si tratta, perché all'interno della Formazione di Werfen si alternano litologie che a volte si ripetono simili in molte parti della formazione. Gli unici modi quindi per capire di che membro si tratta sono quelli di riuscire a trovare affioramenti più ampi su cui sia possibile ragionare attraverso il principio di sovrapposizione, oppure trovare orizzonti fossiliferi. Per il versante orientale gli unici punti certi sono stati assodati tramite il ritrovamento di fossili di *Claraia claraia*, negli affioramenti numero 35 e 18, che sono quindi stati inseriti come unità W2 (secondo la legenda per il rilevamento alla scala 1:10000). Le altre divisioni sono state fatte in base al carattere litologico e ai possibili spessori dei vari membri nell'area agordina (in accordo con lavori di altri autori, già citati nel testo).

Un altro problema riguardante il versante occidentale è l'intensa tettonizzazione che hanno subito le formazioni rocciose. Secondo i risultati del rilevamento, infatti, tutta la suddetta area è occupata da affioramenti riferibili alla Formazione di Werfen, cosa che in condizioni normali non sarebbe possibile. Sono quindi stati ipotizzati dei piegamenti e dei raddoppiamenti, ed in base ai dati ottenuti in campagna, sembra che questi meccanismi coinvolgano soprattutto il Membro di Campil, che risulta presente in un'area molto vasta (come si può notare dalla cartina allegata).

Sul versante orientale la tettonica ha avuto un ruolo decisamente minore e la Formazione di Werfen, affiora solamente in una fascia compresa tra gli 800 m s.l.m. e i 950 m s.l.m. circa. Su questo versante gli affioramenti sono decisamente più semplici da studiare; una sezione, riferibile all'affioramento numero 3, è stata anche possibile misurarla.

		BIOSTRATIGRAFIA TETIDEA AD AMMONOIDI KRYSTYN in ZAPFE (1983) MIETTO & MANFRIN (1995)		Sequenze deposizionali di 3° ordine			
Piani	Sottopiani	Zone	Sottozone				
NORICO					DPR		
CARNICO	TUVALICO	Anatropites	Italicus	Car 4	TVZ		
			Plinii				
		Subbullatus	Subbullatus Crasseplicatus				
	JULICO	Dilleri	Austriacum	"Oedipus"	Car 3	HKS	
				Triadicum	Car 2	DCS	
				Aonoides			
FASSANICO	Eoprotrachyceras	Protrachyceras	Aon	Car 1	SCS		
			Daxatina canadensis			DCS	
			Regoledanus			WEN	
LADINICO	LONGO-BARDICO	Protrachyceras	Neumayri	La 3	IMF		
			Longobardicum			AQT	
			Gredleri			ADZ	
	FASSANICO	Eoprotrachyceras	Protrachyceras	Margaritosum	La 2	LVN	
				Recubariensis			SCI
				Curionii			SCI
ANISICO	ILLIRICO	Nevadites	Chiesense	La 1			
			Serpianensis				
			Crassus				
	PELSONICO	Balatonites	Paraceratites	Avisianum	An 4	MBT	
				Reitzi			BIV
				Trinodosus			MNA
	BITINICO	Kocaelia	Paraceratites	Abichi	An 3	DON	
				Binodosus			SLS
				Balatonicus			REC
	EGEICO	Paracrochordiceras	Kocaelia	Cuccense	An 2	VTG	
				unnamed			FCL
				Ismidicus			NTR
OLENEKIANO	SPATHIANO	Cassianus	unnamed	An 1	FCL		
			Osmani			PPS	
	SMITHIANO	Gracilitatis	Spiniger & Pluriformis & Prahlada	unnamed	Sc 4	SLI	
				unnamed			WER ₉
INDUANO	DIENERIANO	Rohilla	unnamed	Sc 3	WER ₅₋₆		
			unnamed				
	GRIES-BACHIANO	Concavum	Connectens & Tibeticum	unnamed	Sc 2	WER ₃₋₄	
				unnamed			
				unnamed			
PERMIANO				Sc 1	WER ₁₋₂		
					BEL		

Sintesi stratigrafico sequenziale della successione stratigrafica dolomitica.

5.4. Dolomia del Serla Inferiore

La Dolomia del Serla Inferiore, istituita da PIA (1937) con il nome di *Unterer Sarldolomit* nell'area delle Dolomiti di Braies, e successivamente revisionata da vari autori (Farabegoli *et alii*, 1977; PISA *et alii*, 1979; De Zanche & Farabegoli, 1982; DE Zanche *et alii*, 1992), corrisponde al membro della "Dolomia di Frassené" appartenente alla Dolomia del Serla Inferiore di Pisa & Farabegoli (1978)

La sequenza deposizionale che si apre con il Membro di San Lucano ha come caratteristica principale, quella di una progressiva cessazione degli apporti sedimentari terrigeni da un apparato deposizionale all'altro. L'apparato trasgressivo e quello di stazionamento alto sono infatti documentati dalla Formazione del Serla inferiore, che testimonia lo sviluppo di una grande piattaforma carbonatica, ad estensione regionale in contatto transizionale con la Formazione di Werfen.

Dal punto di vista litologico, tale formazione è costituita da dolomie microcristalline biancastre ben stratificate, in strati di 10-60 cm di spessore e a giunti netti piano-paralleli o ondulati continui. Si tratta di intramicriti a pellets e micriti e intramicriti a *Glomospirella* e *Meandrospira*, omogenee o fittamente laminate, spesso con piccole cavità riempite di cemento. Sono presenti talvolta livelli peritidali caratterizzati da stromatoliti e frequenti episodi di diagenesi freatica e vadosa. Subordinati e poco potenti livelli di calcareniti grigie. Localmente, più frequenti verso la base della formazione, si individuano livelli di breccie e di paraconglomerati intraformazionali immersi in matrice marnoso siltosa chiara, riferibili a depositi canalizzati. A Pian della Meda e T. Framont si sviluppa per alcuni metri, alla base della formazione, una facies costituita da una fitta alternanza di marne, marne argillose grigio o verdastre e dolosiltiti più o meno siltose grigie o chiare, laminate, ma spesso intensamente bioturbate, con associate micriti chiare omogenee. Le componenti terrigene sono quasi completamente assenti, tranne in un orizzonte di circa 30 cm di spessore, posto alla base della formazione in cui sono presenti marne siltose con abbondanti frustoli carboniosi e talora resti di vegetali in posizione di crescita (Pisa & Farabegoli, 1978). La parte superiore della formazione include generalmente intercalazioni di *rudtones* costituiti da clasti calcarei ben arrotondati e bordati di micrite (De Zanche *et al.*, 1992).

Dal punto di vista paleontologico il contenuto fossilifero è assai scarso. Sono presenti Foraminiferi (*Meandrospira dinarica*), ostracodi e frammenti di Crinoidi. La mancanza di marker fossili ha causato anche problemi nella datazione dell'unità. Recentemente è stata riferita all'intervallo di transizione tra lo Scitico e Anisico.

Nell'area rilevata è presente un solo affioramento di Dolomia del Serla Inferiore su Col de Diegoi, di spessore massimo di 10 m, di dolomia bianca microcristallina ad aspetto saccaroide.



Affioramento F-108. Dolomia del Serla Inferiore, strati decimetrici bianchi, composti da dolomia saccaroide microcristallina.

Lo spessore della Dolomia del Serla Inferiore è estremamente variabile, da 30 a 70 metri, ma in media è circa 50 m. La variabilità è dovuta anche, in parte, ai processi erosivi successivi che hanno portato alla deposizione della formazione superiore, il Conglomerato del Piz da Peres che giace con contatto erosivo sopra il Serla Inferiore.

Dal punto di vista dell'interpretazione ambientale e stratigrafico sequenziale la sequenza deposizionale che si apre con il Membro di San Lucano ha come caratteristica principale, quella di una progressiva cessazione degli apporti sedimentari terrigeni da un apparato deposizionale all'altro. L'apparato trasgressivo e quello di stazionamento alto sono infatti documentati dalla Dolomia del Serla Inferiore, che testimonia lo sviluppo di una grande piattaforma carbonatica, ad estensione regionale in contatto transizionale con la Formazione di Werfen.

L'ambiente di deposizione è riferibile ad una piattaforma carbonatica con prevalenza di episodi inter- e subtidali e a vari livelli episodi sopratidali e peritidali anche prolungati. La facies marnosa-dolomitica alla base corrisponde alla sedimentazione subtidale sul margine della piattaforma interessato da un debole apporto terrigeno. Nella sezione del T. Framont si osserva il passaggio da condizioni di palude vegetata alla base a quelle di laguna e poi di vera piattaforma carbonatica (Pisa & Farabegoli, 1978). La presenza di grani di quarzo autigenico potrebbe indicare condizioni iperaline (Richter, 1971)

5.5. Conglomerato del Piz da Peres

Il Conglomerato del Piz da Peres corrisponde ad una parte dei “Pragser Schichten” (*strati di Braies*) introdotti da Pia (1937). Il nome formazionale attuale è stato introdotto da De Zanche et al. (1992) per meglio definire il termine “Untere Pereschichten” di Bechstädt & Brandner (1970). Corrisponde anche parzialmente al Conglomerato di Voltago e alle Calcareniti di Listolade di Pisa et al. (1978), che venivano poste a contatto con la Dolomia del Serla Inferiore e sotto la Formazione di Agordo.

Il Conglomerato del Piz da Peres, ha spessori variabili dai 15 ai 20 m nell’area tipo (anche se nell’area agordina raggiunge massimo i 10 m) e consiste di conglomerati a ciottoli biancastri spessi qualche centimetro, in strati a geometria lenticolare alternati a subordinate siltiti argillose rosse, raramente verdi, in strati centimetrici. I ciottoli, grandi generalmente pochi centimetri, ma che a volte possono raggiungere i 10 cm, vanno da ben arrotondati a subarrotondati e sono composti da *mudstones* dolomitici e *wackestones* provenienti dalla Dolomie del Serla Inferiore. Raramente sono stati identificati clasti appartenenti alla Formazione di Werfen (presso Rio Codalonga alcuni strati conglomeratici contengono clasti dei membri di San Lucano e Cencenighe con subordinati Serla Inferiore e Val Badia, secondo Blendinger, 1983), alcuni dei quali contengono *Meandrospira pusilla* e altri foraminiferi. La matrice è assai scarsa e consiste in silt carbonatico, contenente in modo sparso piccoli grani di quarzo e mica, e siltiti argillose rosse. (De Zanche et al., 1992).

Il limite inferiore della formazione è estremamente erosivo e marcato dai conglomerati che riempiono canali di qualche metro di larghezza che incidono i depositi subtidali della Dolomia del Serla Inferiore.

Superiormente i coglomerati spariscono e sono sostituiti da dolomiti da siltose a sabbiose, di colore rosso o verde chiaro, alternate a siltiti rosse e verdastre in strati decimetrici (De Zanche et al., 1992).

L’interpretazione ambientale colloca la deposizione del Conglomerato del Piz da Peres in un ambiente fluviale o fluvio-deltaico, a causa dei segnali contraddittori provenienti dal grado di rotondità dei clasti conglomeratici. Alcuni dei quali, infatti, essendo ben arrotondati indicano un trasporto lungo mentre altri più angolosi corrispondono a trasporti più brevi. La datazioni è incerta ma viene normalmente assegnato all’Anisico inferiore (Bitinico), perchè giace al di sotto della Formazione a *Gracilis*, dove essa è presente.

L’unico affioramento di Conglomerato del Piz da Peres, rinvenuto nell’area rilevata si trova in un incisione torrentizia su Col de Diegoi. L’unità mostra qui uno spessore di pochi decimetri a causa dell’affioramento molto ridotto a causa della copertura vegetale,

comunque si rinvengono in detrito diversi blocchi di conglomerati che hanno permesso un'accurata analisi delle litologie..

5.6. Formazione di Collalto

La Formazione di Collalto non è ancora stata formalizzata perchè non trova d'accordo tutti gli autori. Secondo le recenti teorie la Formazione di Collalto corrisponderebbe alla formazione bacinale interdigitata con la piattaforma carbonatica della Formazione a *Gracilis*.

Storicamente però, la Formazione di Collalto è stata sempre inserita del Gruppo di Braies di Pia (1937), e corrisponde in parte ai “*Massige Kalk*” e agli “*Algenwellenkalk*”, nonché alla “*facies calcarea, marnosa ed arenacee dell’Unterer Muschelkalk*” di Ogilvie Gordon (1934). Successivamente è stata inserita come uno dei tre membri della Formazione di Agordo, costituita da: “*Calcareniti di Listolade*”, “*Calcari Scuri del Torrente Framont*” e “*Calcari Scuri del Coll’Alto*” da Pisa & Farabegoli (1978).

Nell’area agordina, infatti, poste tra le formazione della Dolomia del Serla Inferiore e la Formazione di Dont, vi sono due unità. Un unità conglomeratica, chiamata storicamente con il nome di Conglomerato di Voltago ma che successivamente, attraverso studi su altre sezioni si è scoperto appartenere ad un unità conglomeratica più antica sovrastata dalla piattaforma della Formazione a *Gracilis*. E poi un unità bacinale composta da calcari scuri, che Pisa & Farabegoli (1978) hanno inserito nella Formazione di Agordo.

Ricerche più recenti hanno però messo in dubbio la collocazione della Formazione di Agordo ed hanno proposto una scissione tra le due unità bacinali di cui è composta. Si è scoperto infatti che, mentre il Conglomerato del Piz da Peres ha estensione regionale ed è quindi più facile da correlare da sezione a sezione, le unità bacinali della formazione di Agordo, “*Calcari Scuri del Torrente Framont*” e “*Calcari Scuri del Coll’Alto*”, appartengono a due cicli deposizionali diversi, ben visibili in sezioni più dettagliate in cui sono presenti le facies di piattaforma. Entrambi questi cicli deposizionali hanno depositato nell’area agordina sedimenti bacinali composti più o meno dalle medesime litologie e che quindi hanno creato parecchia confusione durante i lavori di rilevamento in tale area. Secondo l’interpretazione di Pisa & Farabegoli (1978), fra i depositi bacinali, il membro più antico era costituito dai “*Calcari Scuri del Torrente Framont*”, anche se dalle sezione allegate al lavoro non si osservano mai i due membri bacinali a diretto contatto nella stessa sezione. In Conclusione il termine, Formazione di Collalto sostituisce in parte i “*Calcari Scuri del Torrente Framont*”, visibili nella sezione del T. Framont (vedi pagina seguente).

L’unità è costituita da prevalenti calcari scuri, quasi neri, leggermente fetidi, da calcari dolomitici grigi e da calcareniti bioclastiche ad alghe e resti di echinodermi; gli strati hanno spessore variabile da centimetrico a decimetrico, con giunti da piano paralleli a

debolmente ondulati. Nella parte inferiore sono presenti subordinate intercalazioni pelitiche scure; nella parte superiore, in assenza di interstrati pelitici, si possono avere banchi amalgamati di spessore metrico. Verso l'alto la stratificazione si fa gradatamente più spessa e si passa a dolomie chiare o grigie cristalline da mal stratificate a massicce.

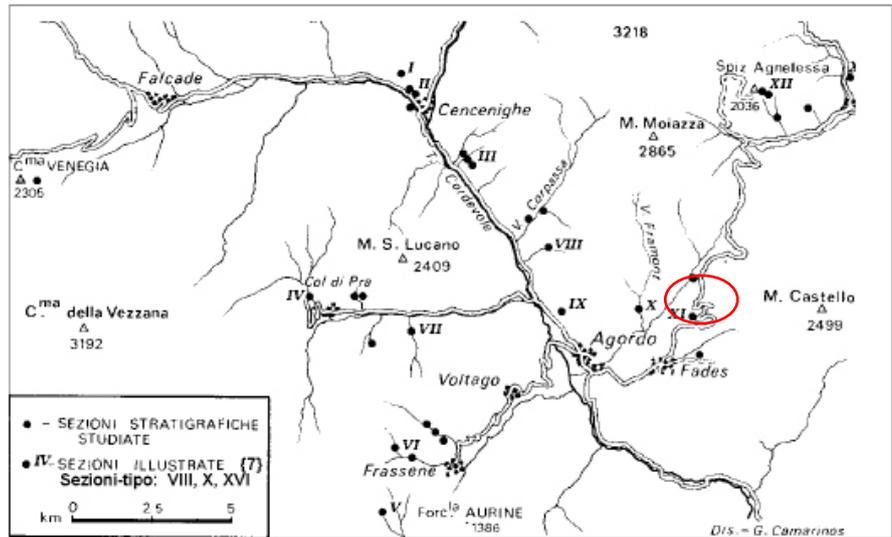
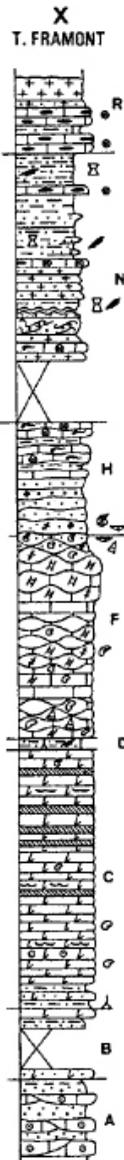
Abbondanti i *pellets* e i peloidi, scarso il contenuto in silt. Gli strati arenacei sono costituiti fino al 40% da *Glomospira densa* (Pantić). Localmente sono presenti livelli con intensa diagenesi vadosa.

Lo spessore della formazione varia da circa 10-15 m, come nell'area oggetto del rilevamento, fino a più di 40 m, come nella sezione del T. Framont di Pisa & Farabegoli (1978).

L'ambiente di deposizione è lagunare con intensa vita bentonica, debole apporto terrigeno e alcuni depositi sopratidali. Il contenuto di Dasicladacee permette di attribuire la formazione al Pelsonico (Pisa & Farabegoli, 1978).

Anche per la Formazione di Collalto, l'unico affioramento presente è su un'incisione torrentizia su Col de Diegoi, ed è in larga parte coperto.

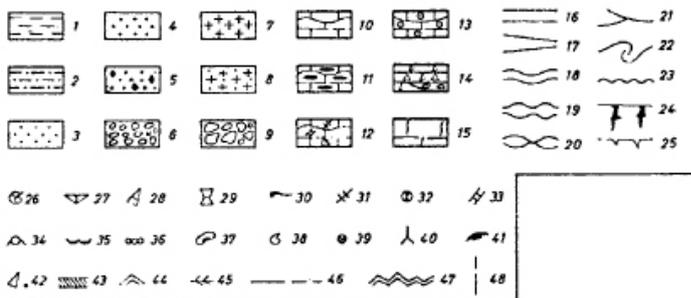
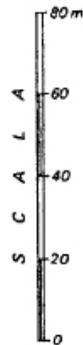
Sezione-tipo
Calcarei scuri
del T. Framont



Sezione geologica al Torrente Framont (collocazione cerchiata in rosso nella cartina sopra). La sezione è stata allegata da Pisa & Farabegoli nel loro lavoro sull'agordino del 1978.

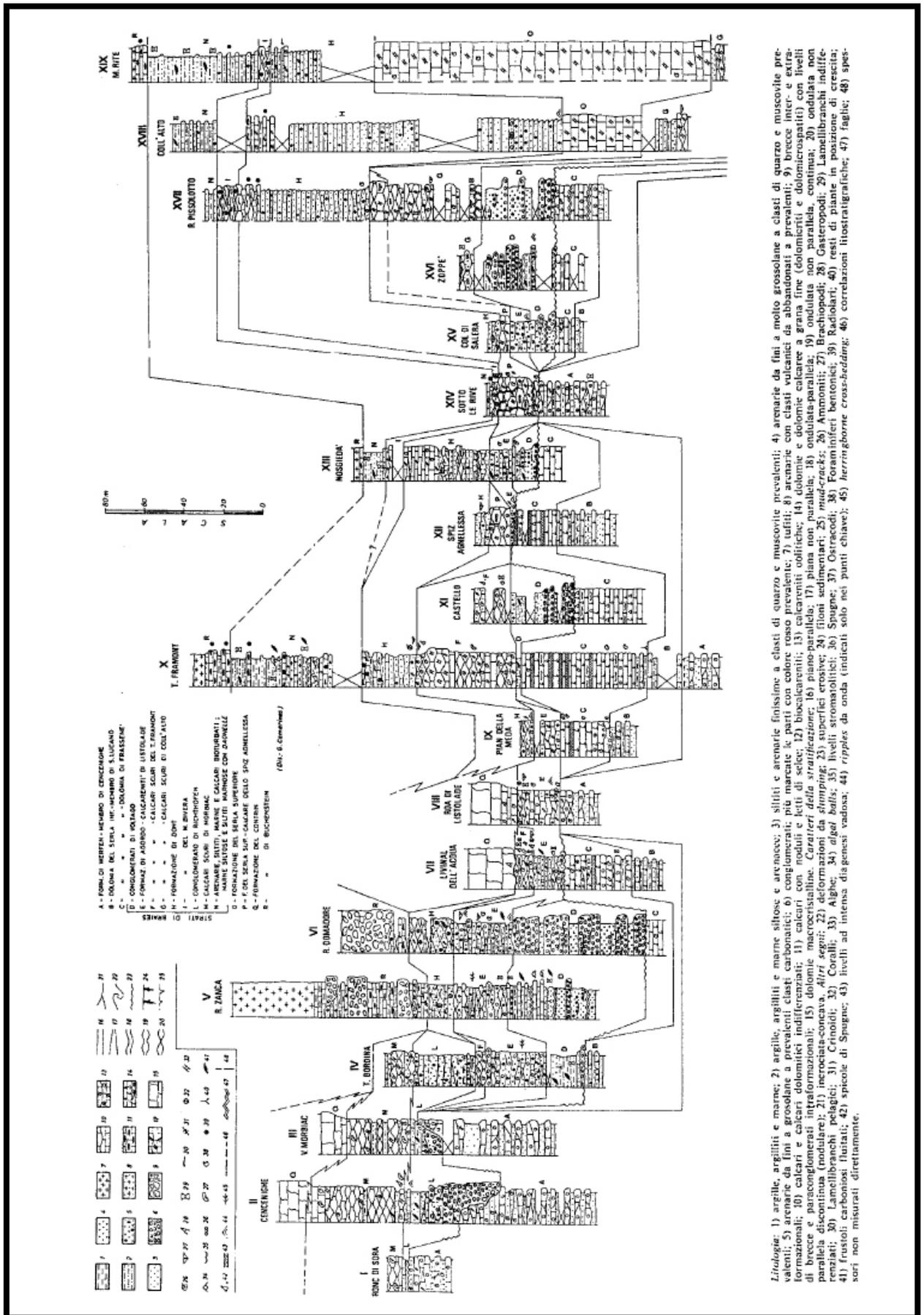
Dalla sezione si nota come sopra alla Dolomia del Serla Inferiore (lettera C), sia posizionato un livello conglomeratico chiamato Conglomerato di Voltago (corrispondente per posizione stratigrafica al Conglomerato del Piz da Peres, lettera D) e un unità chiamata appunto, "Calcarei Scuri del Torrente Framont", che corrisponde alla Formazione di Collalto (lettera F), inserita in questo lavoro di rilevamento.

Per la descrizione litologica riferirsi alla figura della pagina seguente.



Legenda: cfr. allegato C

- STRATI DI BRAIES
- A - FORM. DI WERFEN - MEMBRO DI CENCENIGHE
 - B - DOLOMIA DEL SERLA (INF. MEMBRO DI S. LUCANO)
 - C - " " " " " DOLOMIA DI FRASSENNE
 - D - CONGLOMERATI DI VOLTAGO
 - E - FORMAZ. DI AGORDO - CALCARENITI DI LISTOLADE
 - F - " " " " - CALCARI SCURI DEL T. FRAMONT
 - G - " " " " - CALCARI SCURI DI COLL'ALTO
 - H - FORMAZIONE DI DONT
 - I - " " DEL M. BIVERA
 - L - CONGLOMERATO DI RICHTHOFEN
 - M - CALCARI SCURI DI MORBIAC
 - N - ARENARIE, SILTITI, MARNE E CALCARI BIOTURBATI ; MARNE SILTOSE E SILTITI MARNOSE CON DAONELLE
 - O - FORMAZIONE DEL SERLA SUPERIORE
 - P - F. DEL SERLA SUP. - CALCARE DELLO SPIZ AGNELESSA
 - Q - FORMAZIONE DEL CONTRIN
 - R - " " DI BUCHENSTEIN



Sezioni geologiche studiate da Pisa & Farabegoli (1978).

5.8. Formazione di Dont

La Formazione di Dont è stata proposta per la prima volta da Pisa *et al.* (1979) e corrisponde all'unità nominata "Pragser Mergelsiltite" da Bechstädt & Brandner (1970).

Dal punto di vista litologico la Formazione di Dont, nell'area agordina, può essere distinta in due parti. Quella inferiore è costituita da calcari arenacei e siltosi grigi e verdastri, con sporadiche intercalazioni di marne siltose, con presenza di quarzo e mica. Gli strati, di 5-30 cm di spessore, hanno per lo più giunti ondulati e spesso nodulari, ma a volte la stratificazione non è ben definita. La laminazione spesso non è visibile a causa della bioturbazione, ma talora, alla base, è presente con strutture tipo *wave ripples*. Si osservano anche sequenze di strati sottili a giunti piano paralleli e laminazione piano-parallela alla base e incrociata-concava a piccola scala, per *ripples* da corrente, al tetto; localmente la stratificazione può essere incrociata-piana a deboli angoli e la laminazione, anch'essa piana. Nella parte alta della formazione, si riducono gli strati arenacei e compaiono anche sottili strati di calcari marnosi grigi e grigio verdastri, in strati di 5-15 cm nodulari, con intercalazioni marnose e calcaree, talora selcifere, ricchi di Radiolari, Lamellibranchi pelagici, spicole di Spugne, piccoli Foraminiferi e Ostracodi. Inoltre si intercalano localmente gruppi di strati lenticolari, torbidity, gradati di calcareniti brune, grossolane e molto grossolane, ricche di Crinoidi, Lamellibranchi, Brachiopodi, Foraminiferi, Ostracodi, ooliti e clasti carbonatici; sono organizzati in sequenze bipolari negative-positive con spessore di almeno 20 m. Sono presenti talora blocchi franati, riconducibili ad una piattaforma carbonatica (Pisa & Farabegoli, 1978). Tra i due membri, nella località tipo è ipotizzata una lacuna di sedimentazione (Balini & Nicora, 1998).

Entrambe le litofacies appena descritte sono state osservate durante il rilevamento. Su Col de Diegoi affiora una litofacies molto calcarea ed estremamente compatta e nodulare, che forma piccole pareti in roccia. In località Pian De La Meda, invece affiora una litofacies molto più terrigena, costituita sia da livelli di calcari marnosi, che da arenarie e siltiti giallastre.

Nell'area del Monte Pore-Monte Cernerà, studiata da Belndinger (1983), la litologia della Formazione di Dont è tendenzialmente più fine. Sono presenti siltiti calcaree e dolomitiche, di colore giallastro e grigio e contenenti pirite, mica e resti carboniosi di piante e solo raramente arenarie. Questi strati rocciosi sono intensamente bioturbati da fossatori, ragion per cui l'originale strutturazione sedimentaria è completamente obliterata. I fossili sono rappresentati da Brachiopodi, Gasteropodi, Bivalvi, Ammoniti e detriti di Echinodermi. Sono presenti intercalazioni composte da detriti fossiliferi di Brachiopodi ed

Echinodermi, inseriti in una matrice marnoso micritica che possono essere interpretate come tempestiti prossimali (Aigner, 1982). Nella parte sud-occidentale del Monte Pore, le siltiti hanno una colorazione rossa e gli strati rocciosi contengono dei grani rivestiti, indicatori di condizioni di mare basso e di attività da onda. La facies calcarea è confinata al massiccio del Cernerà ed è composta da siltiti scure, talvolta nodulari, contenenti detriti bioclastici e grani rivestiti tipo *lumps* e *pellets*.

Verso la sommità della formazione sono presenti livelli vulcano-clastici dello spessore massimo di 1,5 m. Sono stati riconosciuti per la prima volta durante i lavori di rilevamento di Beldinger (1983) e sono stati riferiti a locali episodi vulcanici associati a tettonica sinsedimentaria.



Affioramento F-202, su Col de Diegoi. Formazione di Dont, da notare la nodularità della roccia.

A nord-est dell'area tipo (Rio Rin), l'unità può presentare facies di *starved basin* con locali condizioni anossiche, testimoniate da micriti nere in strati da 30-40 cm, alternate alle facies torbiditiche silico-clastiche (Picotti & Prosser, 1987).

Al Monte Popera, l'unità è composta da calcareniti bioturbate, con clasti di echinodermi, a cui si associano calcari micritici e dolomie sottilmente stratificate; colore nero con

intercalazioni dolomitiche rosate e strati dello spessore massimo di 20 cm (Casati *et al.*, 1982).

In Val Canale si distinguono, rispetto all'area tipo, frazioni terrigene ruditiche prevalenti su quelle pelitiche nei settori occidentali dell'area; tufiti verdastre a grana anche molto grossolana, brecce extraformazionali e conglomerati clinostratificati e gradati. Le intercalazioni carbonatiche a faune pelagiche sono rare, sostituite per lo più da peliti di mare basso (Farabegoli *et al.*, 1985)

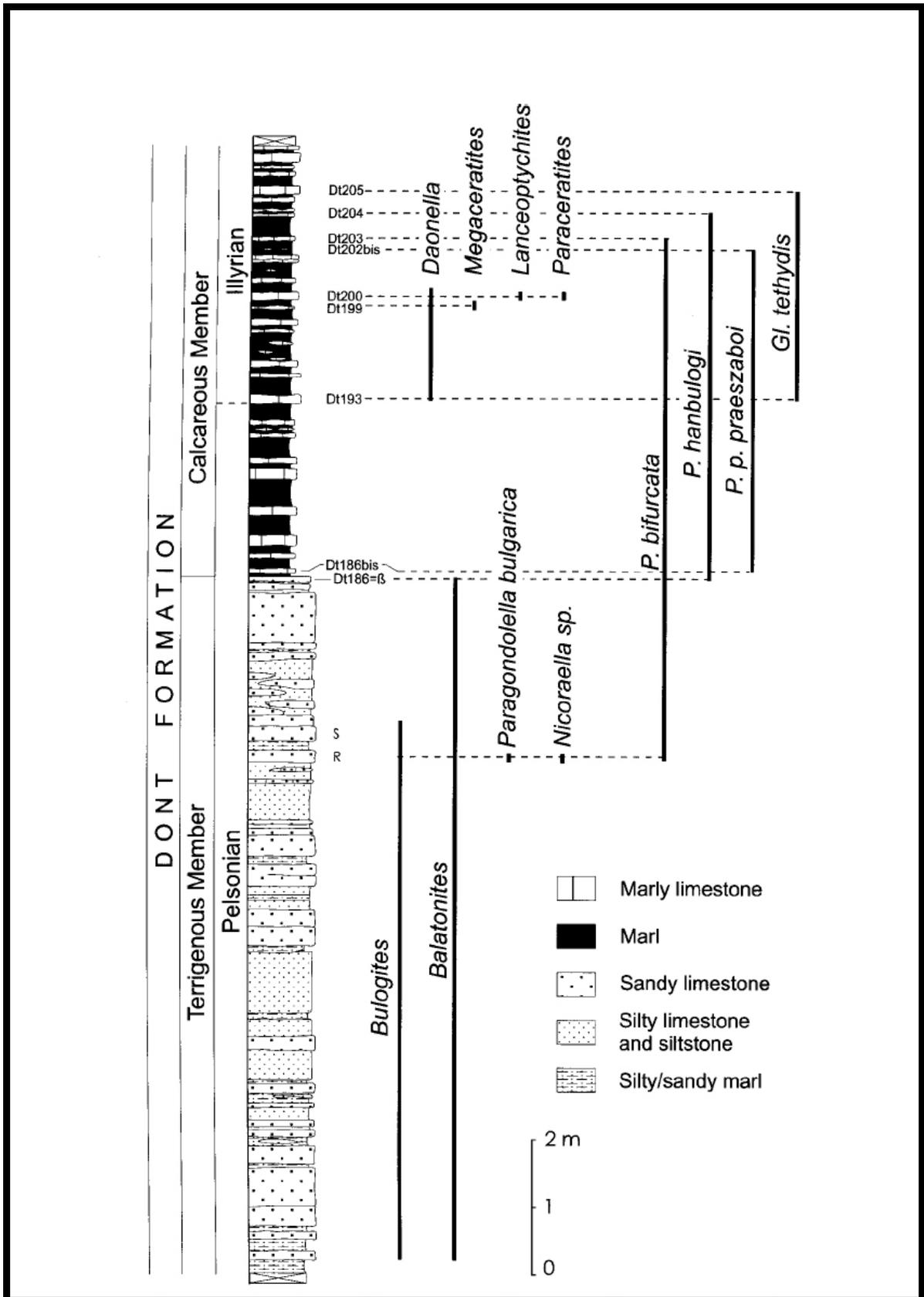
In Val D'Aupa, alla formazione di Dont è ricondotta una sequenza eterogenea marnoso calcarea, di colore ocraceo e stratificazione decimetrica, con bancate fino a 50 cm. Vi sono localmente inglobati blocchi di dimensioni anche metriche di micriti scure, intercalazioni calcarenitiche e marne in straterelli lastriformi (Jadoul & Nicora, 1979).

Lo spessore totale della formazione è estremamente variabile, dai 20 m ai circa 160 m.

All'interno della Formazione di Dont è possibile riconoscere ambienti diversi: alla base si riconoscono ambienti di spiaggia e pelagico a sedimentazione torbidityca. Verso l'alto diminuisce l'apporto terrigeno e compaiono le emipelagiti carbonatiche. Il detrito carbonatico, in parte bioclastico, proveniente da una piattaforma carbonatica, costituisce piccoli lobi torbidityci. Localmente piccoli episodi di *slumping* testimoniano un ambiente di scarpata (Pisa & Farabegoli, 1978). In generale si tratta di condizioni subtidali più o meno profonde.

Le faune ad Ammoniti e Brachiopodi permettono di attribuire l'unità al Pelsonico e la sua parte alta al passaggio Pelsonico-Illirico (Assereto, 1971).

Per quanto riguarda la collocazione sequenziale della Formazione di Dont, essa rappresenta il TST e il HST della sequenza deposizionale anisica An 3, nonché il LST della sequenza successiva, An 4 (De Zanche *et al.*, 1993).



Sezione Tipo della Formazione di Dont, con distribuzione dei megafossili e dei conodonti

5.10. Formazione del Monte Bivera

Anche questa formazione apparteneva in origine al gruppo degli Strati di Braies, introdotto da Pia (1937). Il nome di Formazione del Monte Bivera è stato poi suggerito da Pisa & Farabegoli (1978).

E' costituita da un alternanza di calcari micritici nodulari e marne siltose di colore rosso, verde e grigio. I calcari si presentano in strati di 2-15 cm a giunti ondulati spesso discontinui; contengono abbondanti Lamellibranchi pelagici, Radiolari, spicole di Spugne, Ostracodi, Conodonti e Ammoniti. Le peliti mostrano chiazze di colore distribuite in modo irregolare; localmente si intercalano strati sottili di biocalcareni bruni, da fini a grossolane e strati sottilissimi di tufiti grigi a grana grossolana.

I limiti dell'unità sono gradualmente, sia con la Formazione di Dont, sottostante, che con la Formazione dell'Ambata, che invece sta sopra.

L'ambiente è chiaramente pelagico, con influssi terrigeni molto diluiti; localmente l'unità si è depositata in aree chiaramente di alto topografico e strutturale (Pisa *et al.*, 1978).

Le abbondanti faune ad Ammoniti permettono di inserire la parte più bassa nell'Illirico (zona a *Trinodosus*).

5.9. Conglomerato di Richthofen

La formazione è stata istituita da Wittenburg (1908) con il nome di *Richthofen Konglomerat*, e come tale riportata dalla letteratura successiva (in italiano Conglomerato di Richthofen, Leonardi, 1967; Dal Cin, 1967; Bosellini, 1968; Farabegoli *et alii*, 1977; Pisa *et alii*, 1979; De Zanche *et alii*, 1992).

I litotipi fondamentali che costituiscono la formazione sono rappresentati da: conglomerati poligenici, con clasti derivanti dalle unità sottostanti, principalmente dalla Fm. di Werfen e dalla Dolomia del Serla Inferiore; microconglomerati ed arenarie litiche, a forte componente carbonatica, da grossolane a medio-fini, in genere di colore rosso mattone; siltiti rosse e grigie. I conglomerati formano talora corpi lenticolari dello spessore massimo di alcune decine di metri, lateralmente estesi per qualche centinaio di metri, interpretati come riempimenti di valli incise. Più frequentemente i conglomerati formano prismi dello spessore di pochi metri, estesi lateralmente da qualche centinaio di metri a qualche chilometro, con base planare, blandamente erosiva.

Verso l'alto passano ad arenarie e siltiti rosse e grigie, che a loro volta passano in modo netto alle dolomie ed ai calcari dolomitici della Formazione del Contrin.



Affioramento di Conglomerato di Richthofen, in località Pian De La Meda, a quota 870 m s.l.m..

Come si vede dall'immagine il colore generale della formazione in agordino è sul rosso, mentre da punto di vista litologico si alternano facies fini a facies più grossolane, con un'apparente evoluzione *coarsening-up*, che contrasta con le caratteristiche generali della formazione.

Lo spessore complessivo dell'unità, in agordino, si aggira intorno ai 15-20 m. In Dolomiti occidentali sono state documentate ingenti lacune erosive che testimoniano che la messa in posto del Conglomerato di Richthofen è controllata da una tettonica sinsedimentaria di sollevamento (forse transpressiva), responsabile della "Dorsale Badioto-Gardenese" di Bosellini (1968).



Particolare della facies conglomeratica dell'affioramento precedente.

Per quanto riguarda l'ambiente di deposizione, sulla base delle geometrie e strutture deposizionali e dello studio morfometrico dei clasti (Dal Cin, 1967), il Conglomerato di Richthofen è interpretato come un deposito continentale, messo in posto da fiumi di moderata lunghezza, a carattere torrentizio, in un contesto climatico semi-arido. In particolare i conglomerati caotici, poco elaborati e non selezionati, che caratterizzano la base della formazione (non affiorante nell'area di rilevamento), sono attribuiti a deposito in massa a seguito di piene violente ed improvvise. Nell'insieme il Conglomerato di Richthofen costituisce una grande sequenza positiva, a sua volta suddivisibile in sequenze positive minori che registrano la transizione da canali verosimilmente di tipo *braided* alla circostante piana inondabile. Verso l'alto sono documentate influenze marine marginali (*set* di arenarie fini e siltiti *flaser-* e *wavy-bedded*, che testimoniano un influsso tidale;

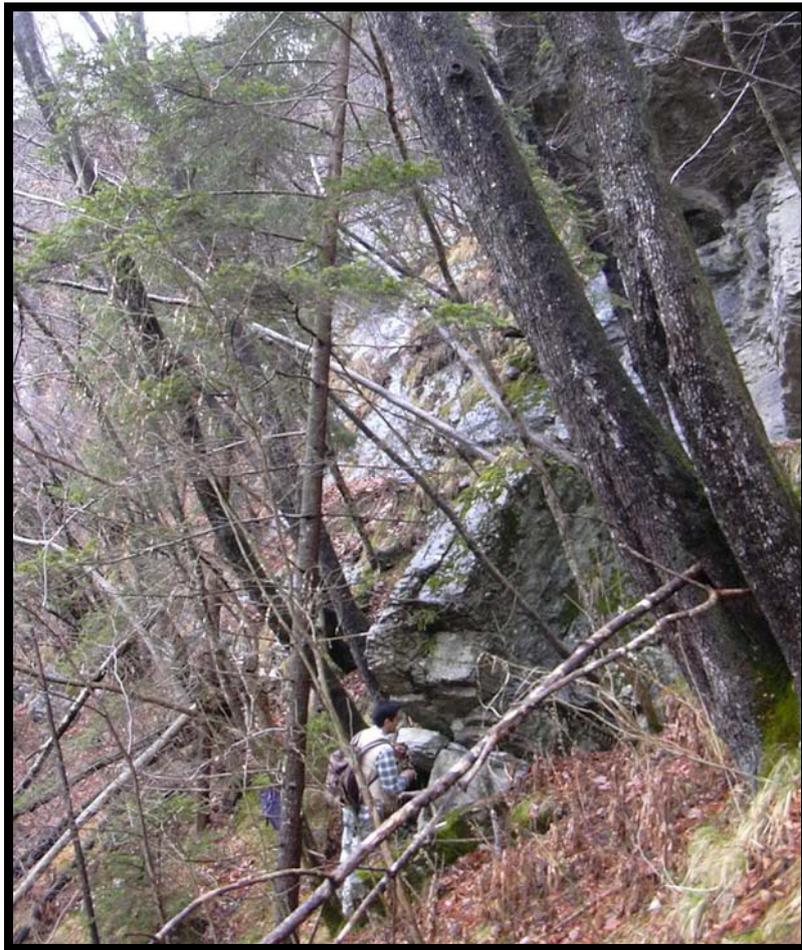
ripples da onda; icnofossili marini): l'evoluzione *fining-upward* della formazione, riflette il generale *trend* trasgressivo della successione tardo-anisica.

Il contenuto fossilifero è scarso; localmente di rinvengono (Val Fiorentina) siltiti con impronte di tetrapodi: *Rhynchosauroides tirolicus*, *Chirotherium* sp., *Brachychirotherium* sp. In assenza di fossili significativi cronostatigraficamente, l'età riferibile all'Anisico superiore, è ricavata per inquadramento stratigrafico.

5.10. Formazione del Contrin

Questo termine fu originariamente introdotto come *Contrinkalke* da Ogilvie Gordon & Pia (1940) e come calcare di Contrin in Leonardi (1967) per indicare successioni calcaree ritenute coeve della Dolomia del Serla (Superiore), (*Oberer Sarldolomit*). Nell'accezione attuale, derivante dagli studi di Assereto *et alii* (1977), Farabegoli *et alii* (1977), Pisa *et alii* (1979), Masetti & Neri (1980), De Zanche *et alii* (1992), la Formazione del Contrin rappresenta il corpo carbonatico, costituito prevalentemente da dolomie e localmente da calcari che si sovrappone al Conglomerato di Richthofen ed al Calcare di Morbiac (non presente nell'area di tesi), così da costituire l'unità di piattaforma carbonatica appartenente alla sequenza An 4 di De Zanche *et alii* (1993). In agordino gli unici affioramenti di tale formazione sono stati rinvenuti in prossimità della località "Pian de la Meda" sul versante nord-orientale dell'area di rilevamento. La Formazione del Contrin è costituita da dolomie più o meno grossolane che impediscono il riconoscimento delle tessiture originarie e delle eventuali strutture deposizionali; nel caso in cui la dolomitizzazione sia meno pervasiva o in cui si sia preservata l'originaria composizione calcarea, è comunque possibile risalire, con un certo grado di approssimazione, alle principali associazioni di litofacies, tutte inquadrabili in un contesto di piattaforma carbonatica a basso rilievo. La parte inferiore della formazione è in genere costituita da dolomie relativamente fini, con un moderato contenuto argilloso che scompare velocemente verso l'alto, in strati di 10-15 cm di spessore in aumento verso l'alto. Segue quella che si può considerare la litofacies più caratteristica della formazione: dolomie cristalline chiare, in grossi banchi con concentrazioni di spessore decimetrico, da tabulari a lenticolari, di diplopore, con asse lungo orientato parallelamente alla superficie di strato; localmente compaiono cavità con cementi, a volte con strutture geopetali. Nel caso di ricristallizzazione spinta, si osservano unicamente fantasmi di diplopore, al limite della riconoscibilità; nel caso opposto, nelle rare successioni calcaree ben preservate (come nella serie tipo della Val Contrin) le tessiture si risolvono in *packstone*- e *wackestone* a peloidi ed intraclasti, frequentemente stabilizzati da laminiti microbioalitiche, associate a foraminiferi incrostanti (*Tolypammina*) e subordinati *Tubiphytes*. Le alghe Dasycladacee (dominate da *Diplopora annulatissima*) formano concentrazioni da centimetriche a decimetriche, in matrice micritica, a volte stabilizzate da incrostanti. Livelli intraclastici formati da frammenti di *bounstone* microbioalitici e a *Tolypammina* e *grainstone* a diplopore, testimoniano la periodica rielaborazione ad opera di eventi di tempesta.

La storia diagenetica di queste facies è caratterizzata dalla presenza di cementi marini precoci, sotto forma di orli isopachi di calcite fibroso giallastra, che rappresenta la prima fase di cementazione nelle cavità inter- e intragranulari dei sedimenti bioclastici grossolani o nelle strutture fenestrali dei *boundstone*. La fase finale di riempimento è, di solito, costituita da sparite a drusa. Le caratteristiche sopra citate permettono di riferire l'ambiente deposizionale di questa facies a fondali poco profondi ed ossigenati, verosimilmente da collocarsi nella parte interna di un ampio banco carbonatico, sotto la base delle onde normali (che doveva essere molto superficiale in queste aree protette), ma con frequenti rielaborazioni legate ad eventi ad alta energia (probabilmente tempeste oppure maree eccezionali). Non è possibile ricostruire un modello della distribuzione laterale delle facies, tuttavia significative variazioni laterali sono rappresentate da dolomie a stratificazione incrociata ed *hummocky* che in genere precedono l'annegamento precoce della piattaforma del Contrin.



Affioramento riferibile alla Formazione del Contrin, in località Pian De La Meda, a quota 880 m s.l.m.

A scala regionale la Formazione del Contrin ha uno spessore medio dell'ordine del centinaio di metri (confermato nella successione del Cerner), con minimi di 30 m circa nelle aree meno subsidenti delle Dolomiti occidentali e massimi dell'ordine di 150-200 m (Val Contrin, Latemar). Nell'area di tesi non è stato possibile determinare con certezza lo spessore della formazione, che dovrebbe aggirarsi comunque attorno al centinaio di metri.

La Formazione del Contrin si sovrappone, con contatto assolutamente transizionale, al Calcare di Morbiac di cui è in parte coeva; in alcune aree di alto strutturale ereditate dalla tettonica anisica, la piattaforma del Contrin può giacere direttamente sul substrato pre-Conglomerato di Richthofen, ma nell'agordino il contatto inferiore è netto con tale conglomerato. Il limite superiore netto, è rappresentato dai Plattenklake della Formazione di Livinallongo (Buchenstein) o dai corpi di breccia della Formazione di Moena. Nell'area di tesi il limite superiore non è mai visibile ma si suppone sia con la Formazione di Livinallongo. La rapidità con cui avviene il passaggio formazionale, suggerisce un annegamento traumatico della piattaforma legato all'attivazione di una violenta tettonica sinsedimentaria; la presenza o l'assenza della Formazione di Moena, nonché il variabile spessore con cui questa unità si sovrappone alla piattaforma, suggeriscono una diacronia degli eventi di annegamento nella varie zone.

Al nucleo delle piattaforme ladiniche, la Formazione del Contrin passa alla formazione dello Sciliar, con un limite spesso di difficile identificazione, più raramente marcato da disconformità legate a paleokarst (Torri del Vaiolet, Dolomiti occidentali).

In assenza di fossili significativi l'età, riferita all'Illirico, è ricavata per inquadramento stratigrafico e per confronto con le unità bacinali eteropiche alla Fm. del Contrin.

5.11. Formazione dell'Ambata

La Formazione dell'Ambata corrisponde alle unità nominate: "Mergelige Kalke mit Bohr- und Wuhlgefugen" e "Schwarze bituminose Mergel" da Assereto (1971) e facenti parte anch'esse del gruppo degli "Strati di Braies" istituito da Pia (1937).

Molti autori hanno cercato di descrivere questa formazione rocciosa negli anni: ad esempio Ogilvie Gordon (1934), la attribuisce assieme alla sottostante Formazione del Monte Bivera, agli "Strati di Muschelkalk sup.", mentre Leonardi (1938, 1967) la attribuisce con il nome di "Marne a Daonella" alla Formazione di Buchenstein (Fm. di Livinallongo).

Successivamente Pisa & Farabegoli (1978), hanno nominato gli strati presenti nell'intervallo tra il Conglomerato di Richtofen e la Formazione di Buchenstein, come "Arenarie, siltiti, marne e calcari bioturbati" e "Marne siltose e siltiti marnose con Daonelle", in un tentativo non formale di descrizione delle suddette facies. Ma già con Assereto (1977), queste facies venivano nominate Formazione dell'Ambata e inserite come parte sommitale degli "Strati di Braies".

Come caratteristica distintiva vi è la presenza di apporti terrigeni che tenderanno a scomparire con la deposizione della Formazione di Livinallongo.

Dal punto di vista litologico la Formazione dell'Ambata è costituita da calcari marnosi dolomitici, grigio-scuri, giallastri in alterazione, da lastriformi a pseudonodulari, ben stratificati in strati di spessore variabile da pochi centimetri fino a 60 cm, talvolta con sottili interstrati marnosi spesso da 0,5 a 3 cm. Contengono frequenti frustoli carboniosi, talora molto abbondanti. Caratteristica è la presenza di bioturbazione, come calchi basali di piaste di limivori; frequenti sono anche sottili lamine piritiche e selce diffusa; gli strati presentano laminazione parallela, talvolta incrociata (*ripples* da corrente). Inferiormente, biomicriti scure nettamente stratificate e marne grigie o giallastre. Nella parte medio-alta della formazione sono frequenti le arenarie in strati spessi fino a 25 cm, da compatte a sfaticce, con resti vegetali; nell'area-tipo sono presenti anche rari e sottili livelli conglomeratici a clasti carbonatici e paraconglomerati a rari ciottoli in matrice marnosa.

Nella parte superiore dell'unità, in transizione alla Formazione di Livinallongo, sono presenti diversi strati isolati di tufiti verdastre, a tessitura arenacea, con plagioclasio zonato, frammenti vulcanici vetrosi a microliti di plagioclasio, apatite aciculare, aggregati di clorite e calcite e rara biotite alterata; analisi diffrattometriche hanno rivelato la presenza di clorite e montmorillonite

Nell'alto Zoldano, in Cadore orientale e nelle Dolomiti di Braies si distingue un membro superiore ("Marne a Daonella") costituito da siltiti marnose e marne siltose grigie,

bituminose, in strati millimetrici o raramente centimetrici a giunti piano-paralleli, separati da strati millimetrici di argilliti siltose nerastre; sono presenti inoltre rari straterelli calcarei. Nel complesso l'unità si presenta in facies emipelagiche e facies torbidityche più o meno distali. Sono presenti superfici di condensazione ad Ammoniti. Si è depositata quindi in bacini epicontinentali non molto estesi ma abbastanza profondi (a sedimentazione pelagica con episodi torbiditychi calcarei e terrigeni, passanti verso l'alto a condizioni asfittiche), localmente bordati da piattaforme carbonatiche.

Lo spessore è estremamente variabile, da 37 m nella sezione-tipo (Valle Ambata), ai 65 m al M. Rite, fino ai 120-150 m in Val Sandoles e Val Rodolesco. Valori inferiori ai 10 m alla Croda di Grazioso, Stabin Col del Cucco.

Dal punto di vista paleontologico, sono presenti: Lamellibranchi pelagici; Ammoniti: *Flexoptychites flexuosus*, *F. indistinctus*, *F. angustiumbelicatus*, *F. acutus*, *Ptychites oppeli*, *P. stachei*, *Sturia sansovinii*, *Gymnites incultus*, *Michelinoceras campanile*, *Parakellnerites waageni*, *Norites diener*, *Judicarites prezzanus*, *Proarcestes* sp., *Hungarites* sp.; Brachipodi: "*Rhynconella*" *refractifrons*, *Holorhynchella* sp.; Gasteropodi. Nelle "Marne a Daonella": frustoli carboniosi e *Daonella* molto abbondante: *Daonella caudata*, *D. gaderana*, *D. fascicostata*, *D. pseudomoussoni*, *D. sturi*, *D. sp. ex gr. elongata*; Ammoniti: *Aplococeras avisianum*, "*Hungarites*" *arthaberi*, *Parakellnerites rothpletzi*.

In più Radiolari, Ostracodi, Foraminiferi: *Glomospira densa*, *Nodosaria* sp.

La datazione è attribuita su base biostratigrafica all'Anisico superiore (Illirico superiore).

5.12. Formazione di Livinallongo

Corrisponde ai “Buchensteiner Schichten” di Richthofen (1860) denominati da una località (*Buchenstein Schloss* ora Castello di Andraz) situata in una valle laterale del Torrente Cordevole, vicino a Pieve di Livinallongo. Nell’intenzione dell’autore, l’unità doveva indicare l’intervallo stratigrafico limitato al letto dalla “Mendeldolomit” e al tetto dalla “Schlerdolomit”. In seguito Mojsisovics (1879) estese e generalizzò l’intervallo stratigrafico suddividendo dal basso in alto la formazione in tre unità comprendenti intercalazioni vulcanoclastiche (“Pietra Verde”): i “Banderkalke inferiori”, i “*Knollenkalke*” ed i “Banderkalke superiori”.

L’orizzonte inferiore venne poi ridenominato *Plattenkalke* da Ogilvie Gordon (1929). Il termine “Strati di Livinallongo” compare in Castiglioni *et alii* (1930) ed è stato usato successivamente a quella data principalmente da autori di lingua italiana.

La Formazione di Livinallongo/Buchenstein è costituita da rocce calcareo-selcifere ricche di radiolari e piccoli Lamellibranchi pelagici. Complessivamente presenta una geometria tabulare a spessore che varia da 0 a 200 m circa, anche se in corrispondenza del nucleo delle coeve piattaforme assume forma a cuneo, chiudendosi a *pinch-out*. La successione appare come una megasequenza negativa tipo *coarsening-* e *thickening-up*. Nonostante tale organizzazione sia dovuta alla progradazione delle piattaforme prevulcaniche sui bacini limitrofi, la successione documenta l’annegamento dell’Anisico superiore, legato ad un’accelerazione della subsidenza, preludio dell’evento magmatico del Ladinico medio. La Formazione di Livinallongo presenta una tripartizione verticale in membri (Mojsisovics, 1879; Viel, 1979), documentata in tutte le Dolomiti, in Lombardia ed in Carnia (Rossi, 1964; Assereto *et al.*, 1977; Gaetani *et al.*, 1981).

Vengono distinte le seguenti unità:

- 1) ***Plattenkalke*** (Bosellini & Ferri, 1980; Masetti & Neri, 1980; Gaetani *et alii*, 1981; Bosellini & Stefani, 1991; Preto *et alii*, 2005). Sono costituiti da ritmiti bituminose, calcilutiti nere, finemente laminate, ricche in bivalvi a guscio sottile e radiolari calcitizzati, calcari micritici scuri, talvolta massicci, più frequentemente con laminazione parallela. Sono presenti anche calcari dolomitici bituminosi, a giunti piano-paralleli, dolosiltiti e numerose intercalazioni, da centimetriche a decimetriche, di “Pietra Verde” (piroclastiti acide e/o epiclastiti derivanti da vulcaniti acide). Dal punto di vista deposizionale, i *Plattenkalke* sono in linea di massima costituiti da

microtorbiditi silicoclastiche e carbonatiche (Maurer *et alii*, 2003). Normalmente nella parte inferiore è assente la bioturbazione mentre essa può essere sporadicamente presente nella parte superiore del membro. Lo spessore difficilmente supera la decina di metri, se non nelle aree meridionali dove la componente vulcanoclastica è prevalente. Questo membro ha diffusione areale variabile ed è presente soprattutto nelle Dolomiti. I dati disponibili indicano che l'ambiente deposizionale era caratterizzato da bassa ossigenazione e ridotti apporti sedimentari, sia carbonatici che silicoclastici (*starvation*); le geometrie deposizionali delle coeve piattaforme carbonatiche (dominate da prevalente aggradazione e talora da retrogradazione) testimoniano la rapida risalita del livello marino relativo ed elevatissimi tassi di subsidenza.



Livelli di Pietra Verde affioranti a Col de Diegoi. Affioramento 108.

- 2) ***Knollenkalke*** (Cros, 1980; Bosellini & Ferri, 1980; Gaetani *et alii*, 1981; Cros & Houel, 1983; Brack & Rieber, 1986; Bosellini & Stefani, 1991). Sono costituiti principalmente da calcari nodulari o pseudonodulari di colore grigio, rosso o verde, da calcari micritici grigi, calcareniti, biocalcareniti e

ruditi carbonatiche. È spesso presente selce di colore nero o verde, in noduli o in liste. I *Knollenkalke* sono caratterizzati da una precoce diagenesi con conseguente obliterazione delle tessiture e strutture deposizionali. Importante è la componente vulcanica, costituita da microliti di feldspato, *shard* vetrosi, biotite e quarzo. Le microfacies più comuni sono date da *mudstone* e *wackestone* con bivalvi a guscio sottile, ostracodi, spicole di spugne e radiolari; *wackestone* e *packstone* a foraminiferi incrostanti, frammenti di alghe e crinoidi. Spesso, i calcari nodulari derivano da torbiditi carbonatiche di provenienza neritica (con peloidi e bioclasti) oppure da torbiditi che risedimentano materiali pelagici (Bosellini & Ferri, 1980; Maurer & Schlager, 2003). È molto diffusa e in certe aree prevalente, la presenza di piroclastiti, vulcanoareniti e vulcanotorbiditi legate sia al vulcanismo coevo alla sedimentazione, sia all'erosione di aree vulcaniche: questi depositi sono conosciuti come "Pietra Verde" (Callegari & Monese, 1964; Cros, 1980; Cros & Houel, 1983). La composizione e la tessitura dei *Knollenkalke* dipende molto dalla posizione rispetto alle coeve piattaforme carbonatiche. Più il contesto deposizionale era prossimo alle piattaforme in crescita, più alta sarà la percentuale di materiale legato alle stesse. I momenti di stasi delle piattaforme sono invece rappresentati da micriti. L'ambiente di deposizione è tipico di un bacino a sedimentazione prevalentemente carbonatica e fondali non troppo profondi.



Affioramento F-109. *Knollenkalke*, calcari grigi nodulari appartenenti alla Formazione di Livinallongo.

- 3) ***Banderkalke*** (Bosellini & Ferri, 1980; Cros & Houel, 1983; Bosellini & Stefani, 1991). Sono costituiti prevalentemente da alternanze di calcareniti fini, calcisiltiti, arenarie, siltiti e lutiti silicee, costituenti microtorbiditi gradate sia silicoclastiche che carbonatiche; sono presenti inoltre tufiti di colore verde. Le torbiditi carbonatiche sembrano provenire da ambiente neritico per la presenza di grani rivestiti e bioclasti, mentre quelle silicoclastiche sono prevalentemente costituite da clasti di vulcaniti da acide ad intermedie che, almeno in parte, è presumibile siano di derivazione meridionale e siano legate ad erosione di aree vulcaniche emerse. Possono anche essere presenti livelli arenacei e pelitici del tutto simili a quelli delle arenarie di Zoppé, con clasti filladici, muscovite e granuli di quarzo metamorfico. I depositi piroclastici sono diffusi con livelli di *fall-out*, tufiti e vulcano-torbiditi soprattutto nei comparti sud orientali (Cadore, Zoldano e Valle del Cordevole). La stratificazione dei *Banderkalke* è normalmente piano-parallela, evidenziata da variazioni cromatiche (chiare le microfacies torbiditiche e scure quelle lutitiche) che danno il tipico aspetto a bande

distintivo di questo membro. I *Banderkalke* sono caratterizzati da una generale tendenza *coarsening-upward* e da un aumento verso l'alto delle facies schiettamente torbiditiche. Nel complesso i *Banderkalke* rappresentano un deposito bacinale profondo, legato ad un aumento dell'apporto sedimentario extrabacinale, sia del sedimento esportato dalle coeve piattaforme progradanti, ma anche dell'apporto silicoclastico causato dalla progradazione della *shoreline* terrigena meridionale.

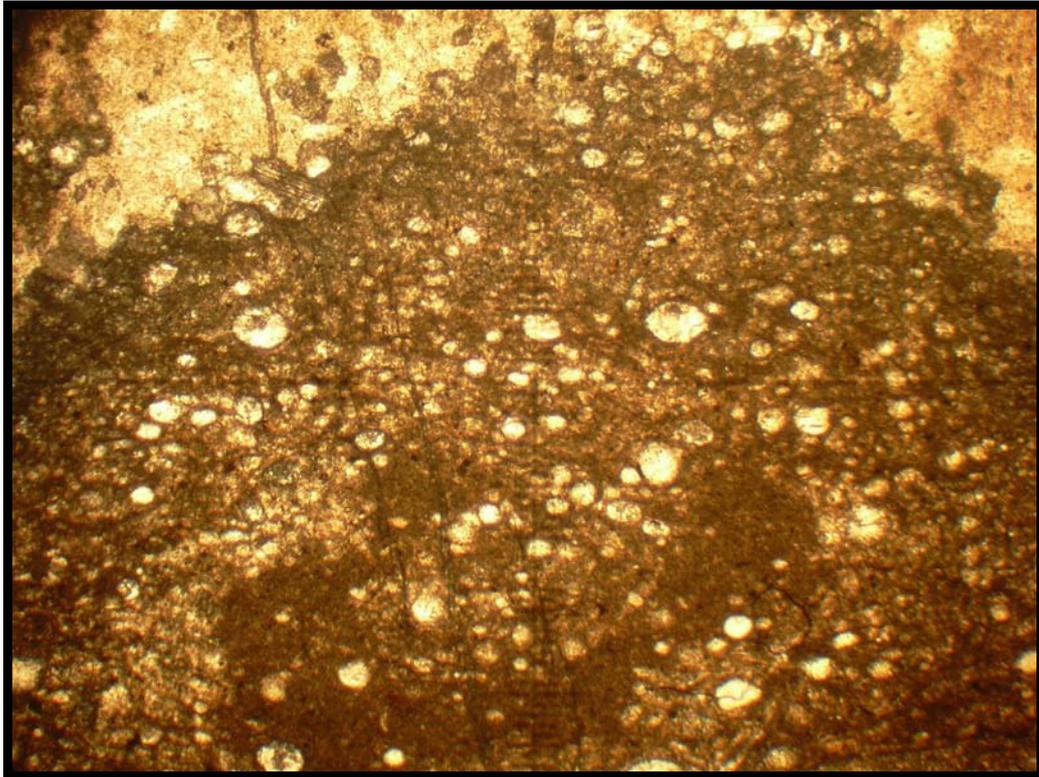
Oltre ai tre membri descritti, in cui sono intercalati livelli di Pietra Verde (tufiti a composizione riolitica-riodacitica di colore verde), è possibile riconoscere altre due unità informali. La prima, denominata "*Livinallongo Rosso*" da Gaetani *et al.* (1981), rappresenta la variante rossastra dei Knollenkalke. Questa unità, in cui si registra una diminuzione della percentuale di selce e materiale vulcanogenico, ha uno spessore variabile da 0 ad alcune decine di metri. Sembra che sia presente localmente nella zona Marmolada-Costabella, come riempimento di depressioni tettoniche (Doglioni, 1984; Blendinger, 1984, 1985, 1986).

La seconda unità informale è rappresentata dal "*Membro Bioclastico*", corpo tabulare-cuneiforme spesso mediamente 20 m, formato da risedimenti calcarenitici alternati a sottili orizzonti di micriti pelagiche che scompaiono verso l'alto.

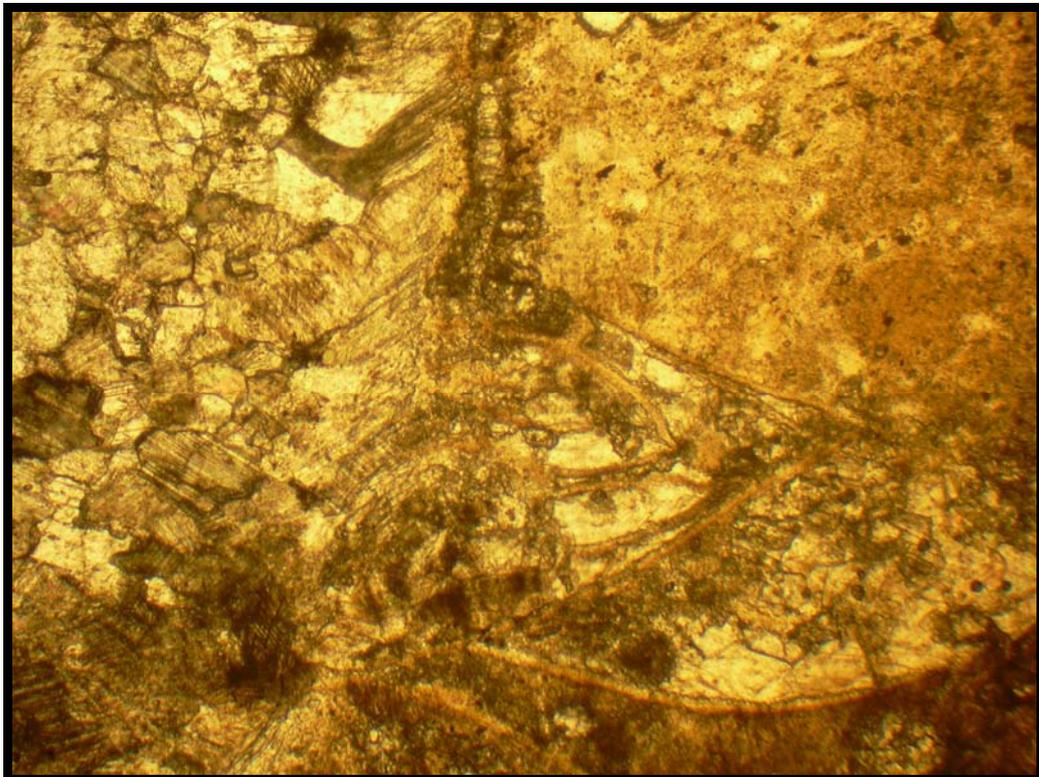
Nell'area di rilevamento la Formazione di Livinallongo affiora al tetto del Col de Diegoi, partendo da quota 1100 m circa s.l.m. La formazione non è ben esposta e si è riuscito ad osservarla solo sul versante sud del Col de Diegoi dove affiorano, su un piccolo sentiero, i livelli di tufiti verdi della "Pietra Verde".

Sul versante Nord del Col de Diegoi gli unici affioramenti presenti sono disponibili sulla strada che da Col Vignas porta alla Malga Framont. Affiora un calcare micritico grigio laminato e molto nodulare.

Altri affioramenti non ne esistono perchè tutto il versante è interessato da eventi franosi che hanno coperto il substrato roccioso.



Ecco come si presenta, in sezione sottile, un livello di Pietra Verde (affioramento F-108). Come si nota dall'immagine gli aggregati di minerali hanno tutti forma sferica e ciò indica che si sono depositati ad una temperatura tale, da essere ancora allo stato plastico, al momento della deposizione.



All'interno del campione F-108 è presente una frattura riempita di calcite, al cui interno è stato trovato un fossile di Calpionella, che indica che la frattura tettonica è databile Giurassico sup. – Cretaceo inf.

5.13. Arenarie di Zoppé

Questa formazione è stata introdotta nella nomenclatura stratigrafica delle Dolomiti da Assereto *et alii* (1977), pressoché contemporaneamente a Rossi *et alii* (1977); una proposta di formalizzazione e un'analisi più approfondita è stata successivamente offerta da Viel (1979) nel suo fondamentale lavoro di revisione della stratigrafia del Ladinico delle Dolomiti; l'estensione laterale e il significato stratigrafico dell'unità in questione sono stati ulteriormente riesaminati da Casati *et alii* (1982). Le Arenarie di Zoppé consistono principalmente di arenarie arcosiche grigie, messe in posto per risedimentazione torbiditica e alternate a subordinate calcilutiti, peliti e marne di colore prevalentemente scuro. Il rapporto arenarie-pelite è nettamente a favore dell'arenarie. Gli strati arenacei presentano stratificazione netta, con giunti piano-paralleli nelle facies fini mentre sono frequentemente erosivi nelle facies più grossolane. È possibile riconoscere livelli canalizzati in diverse posizioni della successione stratigrafica. Possono essere presenti anche *flute cast*, impronte da carico, *clay chips* e abbondanti frustoli vegetali.

Dal punto di vista compositivo, le Arenarie di Zoppé sono caratterizzate prevalentemente da grani di derivazione vulcanica, a chimismo da acido ad intermedio, con un importante contributo fornito da un basamento metamorfico, documentato da clasti derivanti da filladi e quarziti, nonché da abbondante muscovite e quarzo policristallino. La composizione delle arenarie indica l'esistenza di aree sorgenti dove la copertura dominante era di tipo vulcanico a chimismo prevalentemente da acido ad intermedio, ma in cui anche il basamento metamorfico era esposto ed in erosione. Nell'area tipo (alta Val di Zoldo), la parte inferiore della formazione è costituita da arenarie massive in strati amalgamati, paraconglomerati e depositi legati a *debris-flow* sottomarini. In questo intervallo si possono anche riconoscere fenomeni di *slumping* (*pebble mud-sandstone*), che coinvolgono termini sia della sottostante Fm. di Livinallongo, sia della parte inferiore delle stesse Arenarie di Zoppé.

A questa facies basale, segue un complesso caratterizzato da torbiditi fini con intercalazioni di arenarie gradate e, verso l'alto, da depositi grossolani canalizzati. Essendo le Arenarie di Zoppé il prodotto della progradazione di un grande conoide torbiditico silicoclastico, le facies ed i litotipi che le registrano, variano in funzione sia della distanza dall'area sorgente, sia in funzione della posizione rispetto alla direzione di progradazione del conoide. Sono perciò presenti notevoli variazioni laterali di facies di non sempre facile interpretazione. Per esempio, si possono avere rapidi passaggi da facies con sequenze negative *coarsening-thickening upward* o canalizzate, a facies ad emipelagiti o a torbiditi sottili. Queste variazioni sono da mettere in relazione a rapide e rapide modificazioni della direzione di progradazione del conoide, la qual cosa porta a sovrapposizioni di facies emipelagiche e/o torbiditiche sottili di *overbank* su facies canalizzate. In

altri casi non sarà sempre rispettata l'associazione verticale dell'area tipo: le arenarie massive amalgamate, infatti, sono tipiche delle aree vicine al depocentro e vengono sostituite da un complesso di torbiditi fini distali ed emipelagiti. Le principali aree sorgente del sedimento, definite in base allo studio delle paleocorrenti (Viel, 1979), sono localizzate a meridione (SSE) dell'area dolomitica. Gli spessori nel depocentro del bacino sono dell'ordine dei 500 m, con rapidi decrementi verso Nord e verso Nord-Est: nella valle dell'Ansiei possono essere attribuiti alle Arenarie di Zoppé circa 100 m di torbiditi distali ed emipelagiti (Casati *et alii*, 1982).

Nella Val Fiorentina e nella Valle del Cordevole, questa formazione tende rapidamente a diminuire di spessore. Questo fatto sembra indicare da un lato l'esistenza di una soglia tettonica, in cui andamento presunto passa dall'attuale linea del Civetta, al bordo orientale del gruppo del M. Cernerà, dall'altro la barriera per gli apporti terrigeni meridionali costituita dalle piattaforme carbonatiche dell'allineamento M. Civetta – Pale di S. Martino.

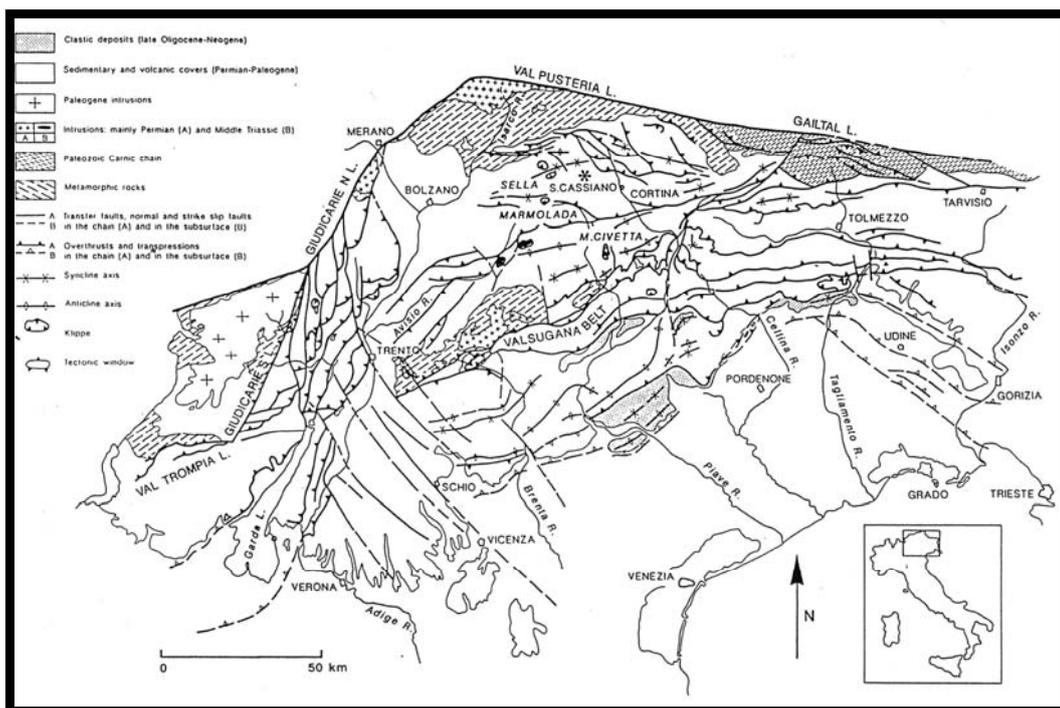
Le Arenarie di Zoppé poggiano direttamente sulla Fm. di Livinallogno. Si tratta di un limite transizionale anche se veloce, per drastico aumento della componente silicoclastica. Il limite superiore è transizionale rapido con la Formazione dell'Acquatona; nei bacini si riconosce per la brusca diminuzione del terrigeno ed è da posizionare alla comparsa delle prime calcilutiti laminate. Nell'area rilevata vi è solo un affioramento di Arenarie di Zoppé collocato sul versante nord di Col de Diegoi e difficile da descrivere e da fotografare per la copertura vegetale e franosa presente.

6. Tettonica

La zona rilevata risente molto degli episodi tettonici che hanno caratterizzato la storia geologica delle Dolomiti. Come già visto anche nei capitoli precedenti, infatti, la deposizione delle coltri sedimentarie affioranti nell'agordino è diretta conseguenza dei trend tettonici che si sono susseguiti dal Permiano fino al Triassico medio.

A causa della scarsità di affioramenti, soprattutto nell'area occidentale della zona rilevata, non è stato possibile documentare in maniera esaustiva tutti i tipi di deformazioni duttili e fragili. E' stato possibile solamente documentare i maggiori sistemi di faglie presenti nella zona, tramite un paio di misure dirette sul terreno, ma principalmente attraverso un meticoloso studio delle ortofoto.

Prima di analizzare in dettaglio le caratteristiche tettoniche dell'area rilevata, è opportuno tracciare un quadro generale dell'evoluzione tettonica dell'area dolomitica per chiarire meglio l'origine dei lineamenti presenti nell'area di studio.



Schema strutturale delle Alpi Meridionali orientali (Castellarin *et al.*, 1996).

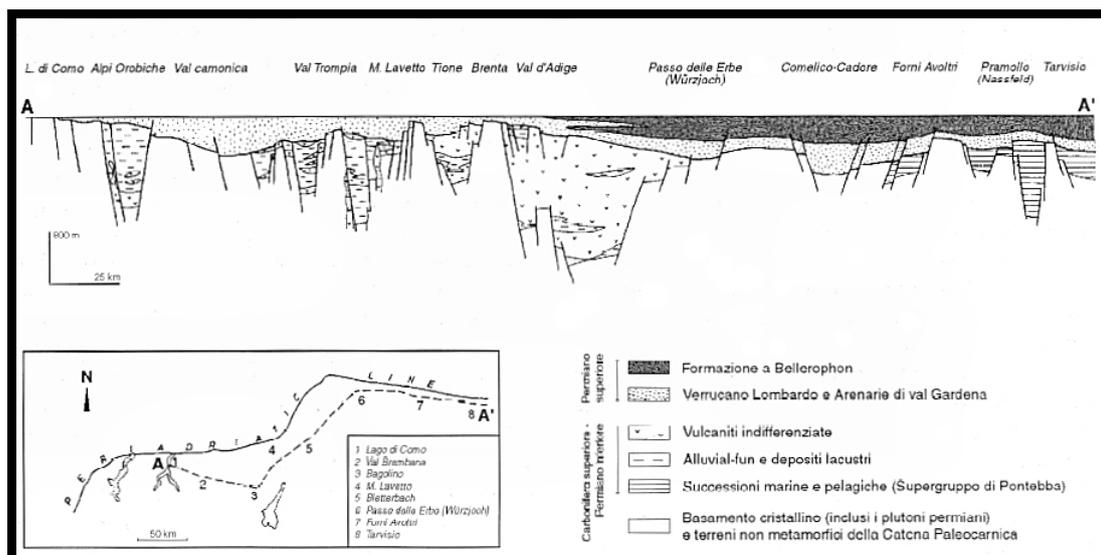
6.1. Tettonica Permiana

Le Dolomiti, così come l'intera area delle Alpi meridionali fu interessata, durante tutto il Permiano e parte del Triassico inferiore (Bosellini, 1965, 1973; Winterer & Bosellini, 1981) da una tettonica di tipo estensionale, controllata da un sistema di faglie di tipo *strike-slip*, che hanno generato lineamenti tettonici, i quali hanno dato vita ad un sistema tipo *graben*, caratterizzato da due grandi elementi strutturali, la piattaforma Atesina ed il bacino Carnico-Bellunese (Bosellini, 1965).

Le faglie bordiere di questo sistema di *graben*, hanno in genere direzioni SSW-NNE e E-W, e spesso coincidono con lineamenti ancestrali più volte riattivati fino all'orogenesi alpina (Linea della Val Trompia, L. della Valsugana, L. delle Giudicarie).

Questi eventi tettonici sono alla base dell'evoluzione permiana dell'area. In questi bacini intermontani limitati da faglie e da alti strutturali, costituiti da basamento cristallino, si depone il ciclo inferiore permiano (vedi capitoli precedenti), costituito da vulcaniti e depositi fluvio lacustri.

La tettonica transpressiva prosegue per tutto il periodo Permiano e ciò è testimoniato in modo diretto dal ciclo inferiore che si è deposto solo nelle zone di *trough*, ma anche dal ciclo superiore, costituito da AVG e Fm. a *Bellerophon*. Queste due formazioni hanno coperto i bacini creati in precedenza, ma le tracce della tettonica distensiva si osservano notando l'estrema variabilità degli spessori del complesso sedimentario da sezione a sezione.



Sezione geologica dell'area dolomitica, riferibile al Permiano. E' chiara l'influenza della tettonica sulla sedimentazione. Tutto il ciclo inferiore permiano si è deposto solo in bacini intermontani di origine tettonica, mentre il ciclo superiore ha potuto coprire l'intera area ma presenta ancora chiari segni di tettonica sinsedimentaria, riscontrabili nelle variazioni laterali di spessore.

6.2. Tettonica Triassica

Dopo la relativa uniformità di litofacies e spessori della Formazione di Werfen e della Dolomia del Serla Inferiore, che indicano un regime tettonico abbastanza inerte, si assiste ad una marcata differenziazione strutturale (aree di alto contrapposte ad aree subsidenti) che caratterizza le successioni anisiche (De Zanche *et alii*, 1992; Senowbari-Daryan *et alii*, 1939)

A partire dal tetto della Dolomia del Serla Inferiore, si individuano nell'area dolomitica comparti caratterizzati da tassi differenziali di subsidenza, che danno luogo ad un complesso mosaico paleogeografico con domini di piattaforma carbonatica (Formazione del Monte Rie, del Serla Superiore e del Cotrin) o di bacino (Formazioni di Dont, del Bivera e dell'Ambata) a sedimentazione mista, carbonatico-terrigena, aventi modesta estensione laterale (da pochi km a poche decine di km, Assereto *et alii.*, 1978; Gianolla *et alii.*, 1998). Tutto ciò porta alla formazione di altri bacini tettonici all'interno del più ampio bacino Carnico-Bellunese.

E' indubitabile che la differenziazione paleogeografica dell'Anisico sia stata controllata da una tettonica sinsedimentaria: tale tettonica è stata interpretata di volta in volta in modi diversi.

Esistono interpretazioni puramente distensive (Bosellini, 1973; Scandone, 1974; Ferrara & Innocenti, 1974; Dietrich, 1976; Bechstadt *et al.*, 1978), in cui si illustra l'evoluzione tettonica medio triassica in un contesto di *rifting* continentale precoce. Secondo questo modello le deformazioni tettoniche rappresenterebbero gli eventi precursori di quelli, assai più tardivi, del Norico-Liassico.

Sono state anche esposte interpretazioni che implicano un regime trascorrente, con alterni episodi trastensivi e traspressivi (Doglioni, 1982, 1984; Doglioni & Neri, 1989; Blendinger, 1983, 1985; Brandner, 1984; Gianolla *et alii*, 1998).

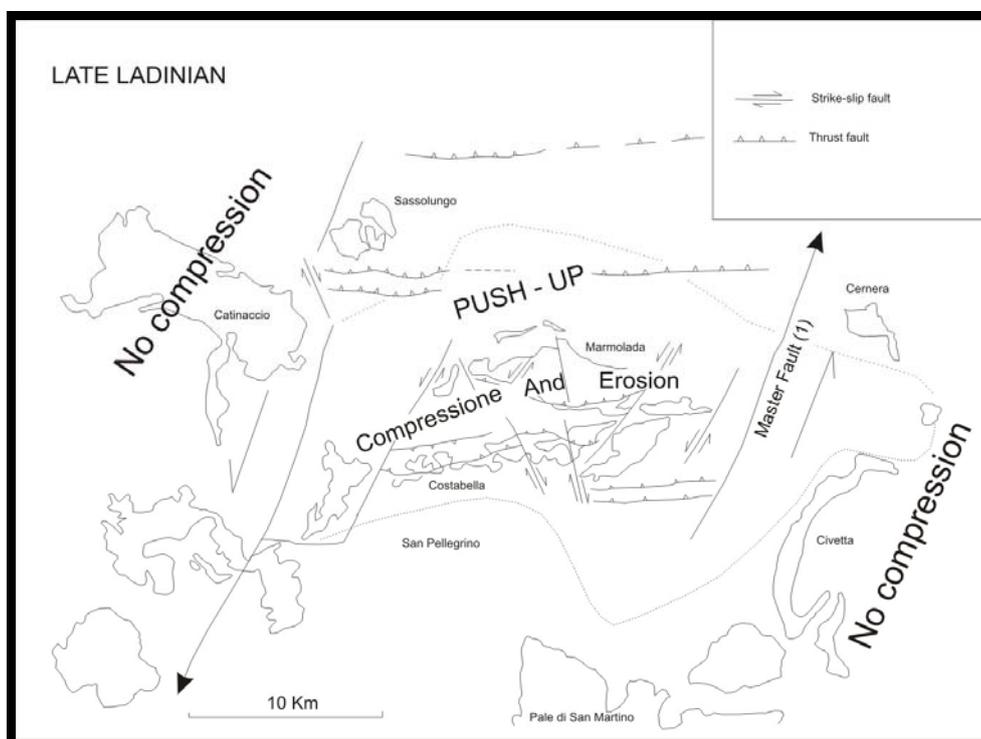
Un esempio è l'interpretazione di Doglioni (1984), che ipotizza la presenza di una serie di eventi traspressivi sinistri manifestatisi tramite faglie con direzione N 70° (Linea di Stava, Linea di Costabella e faglie minori ad esse associate), che hanno però interessato maggiormente aree dolomitiche più occidentali rispetto alla zona di studio.

Un altro modello esplicativo dell'evoluzione tettonica dell'area, secondo le teorie trascorrenti, è quello di Blendinger (1985). Questo modello ipotizza la presenza di numerose faglie trascorrenti di età ladinica superiore, a cui vengono associati i *thrust* a vergenza meridionale della Marmolada, Cime Ombretta, Passo Ombretta, Costabella, San Pellegrino e Passo Gardena. In base a questo modello, l'area soggetta a compressione

triassica, secondo un processo di tipo *push-up*, sarebbe rappresentata da un settore romboidale ricoprente una superficie di circa 350 Km quadrati, più a nord rispetto all'area agordina.

La particolarità interessante è il fatto che l'autore colloca nelle valli dell'Avisio e del Cordevole le due faglie trascorrenti principali del sistema precedentemente descritto. Si tratta di trascorrenti sinistre di direzione circa N 10°-20°.

Una spiegazione alternativa è stata proposta da Castellarin *et alii* (1996), riprendendo un'idea di Doglioni (1983). L'innalzamento delle Dolomiti sarebbe dovuto ad una cupola termica incipiente, strettamente legata al successivo magmatismo ladinico.



Assetto tettonico medio Triassico secondo Blandinger (1985). Una delle due Master fault trascorrenti, quella contrassegnata col numero 1, è quella posizionata lungo la valle del Cordevole.

Tutte le interpretazioni del contesto strutturale dell'Anisico superiore hanno dovuto fare i conti con i vistosi fenomeni tettonici e magmatici del Ladinico, di cui gli eventi precedenti sono stati considerati i precursori. Il ciclo tettono-magmatico medio Triassico si conclude progressivamente durante il Carnico.

6.3. Tettonica Alpina

Giurassico

L'attività tettonica riprende nel corso del Carnico superiore, quando cominciano a svilupparsi le prime avvisaglie di stiramento crostale che darà poi luogo al *rifting* giurassico. Le strutture tettoniche distensive hanno un orientamento prevalentemente N-S (Doglioni *et alii*, 1989; Doglioni, 1992). Si tratta per lo più di fratture estensioni subverticali.

Il processo distensivo continua nel Norico, probabilmente associato ad un importante sistema di faglie normali, più o meno allineate lungo l'asse della Val Badia e fino al passo di Campolongo, e che genera considerevoli variazioni dei gradienti di subsidenza tra le Dolomiti occidentali e quelle orientali.

Soltanto a partire dall'inizio del Giurassico si instaura un marcato regime tettonico distensivo che porterà alla formazione del margine passivo "sudalpino".

Nell'ambito del futuro spazio sudalpino, si delineano nel corso del Lias inferiore gli elementi paleogeografici e paleostrutturali, allungati in senso N-S, noti in letteratura come Bacino Lombardo, Piattaforma Trentina, Bacino Bellunese e Piattaforma friulana (Bosellini, 1973; Winterer & Bosellini, 1981), che rompono la relativa uniformità di facies che caratterizzano il dominio della Dolomia Principale.

Tettonica Cretacica

Nel corso del Cretaceo inferiore si assiste ad una brusca riorganizzazione della cinematica delle placche (Decourt *et alii*, 1986; Balla, 1988; Platt *et alii*, 1989), ed inizia la convergenza tra la placca Adria e quella Europea che porterà alla formazione del settore Dolomitico della catena alpina.

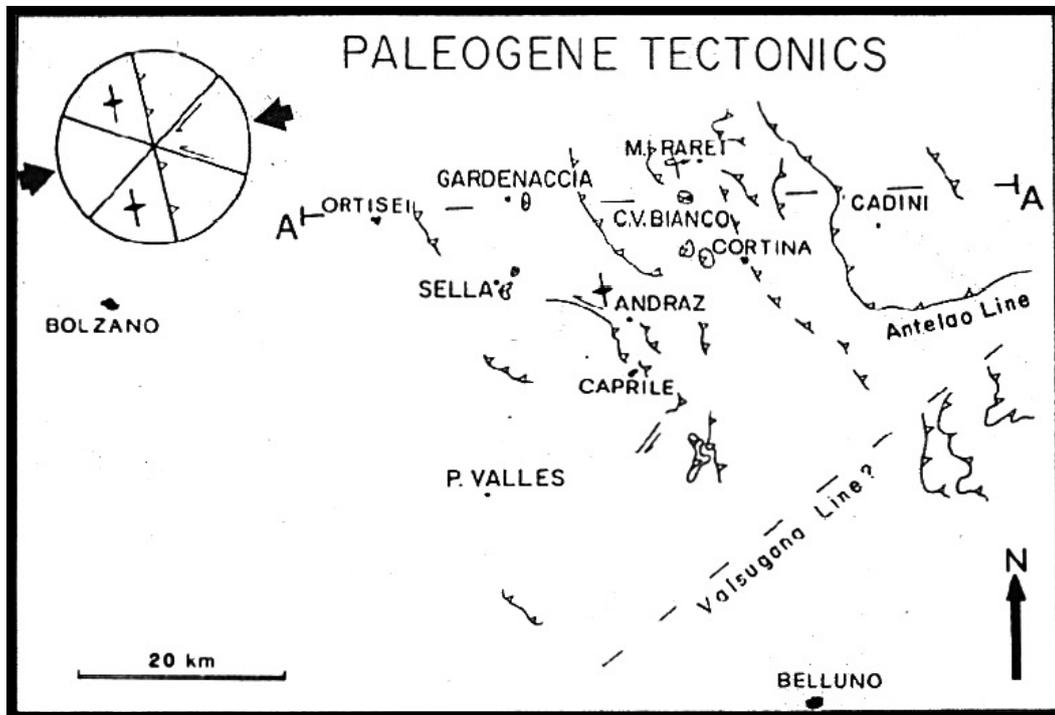
La deformazione tardo cretacica (e forse paleogenica) è stata documentata nel sudalpino occidentale (Bersezio & Fornaciari, 1987; Bernoulli & Winkler, 1990) e soltanto ipotizzata nelle Dolomiti (Doglioni & Bosellini, 1987).

Accurate indagini meso- e macrostrutturali (Caputo, 1996) hanno permesso di riconoscere una fase tettonica caratterizzata da un asse di massima compressione orientato NE-SW, che risulta essere sovrimposta dalle successive deformazioni alpine. Pur in assenza di un controllo stratigrafico, tale fase tettonica è stata correlata all'evento tardo cretacico-paleogenico.

Tettonica Paleoalpina e Mesoalpina

Come tutte le Dolomiti anche l'area rilevata viene successivamente coinvolta dai raccorciamenti alpini (Castellarin, 1979, 1984; Castellarin *et alii*, 1987; Caputo, 1996, 1997; Schonborn, 1999), venendo a costituire la parte più interna di una catena a sovrascorrimenti.

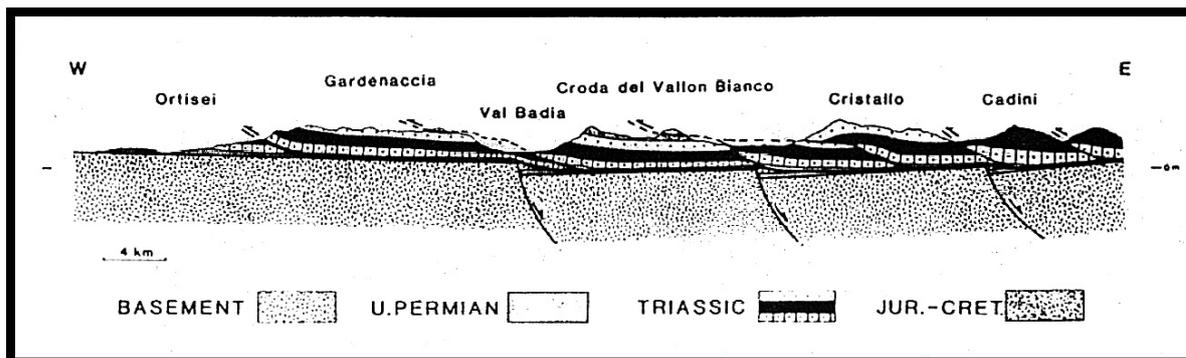
Direzioni di sovrascorrimenti e assi di pieghe con direzione N-S o NNW-SSE, striature sulla superficie dei sovrascorrimenti a vergenza W o WSW e faglie di tipo *strike-slip* (destre a direzione N 20° - N 60° e sinistre a direzione N 90° - N 120°) suggeriscono la presenza di un sistema compressivo E-W (o ENE-WSW) nella regione dolomitica (Doglioni, 1986).



Strutture tettoniche paleoalpine e mesoalpine, pre-neogeniche. Le lettere A-A indicano la linea della sezione tettonica indicata più avanti nel testo (Doglioni, 1986).

Osservando una sezione E-W dell'area dolomitica si osserva che queste strutture a vergenze occidentali, appaiono radicate su orizzonti di scollamento ubicati molto spesso sugli strati evaporitici della Formazione a *Bellerophon*, sugli strati evaporitici appartenenti alla Formazione di Werfen, alla formazione anisica di Lusnizza e la formazioni carnica di Raibl.

La compressione E-W potrebbe aver riattivato antiche faglie permiane o mesozoiche, visto l'aumento di spessore delle formazioni verso est della sezione.



Sezione schematica di direzione E-W dell'area dolomitica. Vengono mostrati i maggiori sistemi di *overthrust* correlati all'evoluzione tettonica paleogenica. La presenza delle faglie permo-mesozoiche che interessano il basamento cristallino ha causato un assottigliamento di circa 10 Km delle coltri sedimentarie successive (Doglioni, 1986)

A grande scala, queste strutture a direzione N-S potrebbero essere collegate in qualche modo alla catena Dinarica paleogenica e potrebbero essere la parte più occidentale della zona esterna di deformazione di tale catena.

La sezione in figura, è circa 70 Km in lunghezza e suggerisce un assottigliamento delle coltri sedimentarie verso est di circa 10-11 Km, ma questo assottigliamento potrebbe anche essere imputabile ad eventi sindeposizionali tipo quelli di cui si è parlato in precedenza (presenza di faglie sinsedimentarie fin dal Permiano e direzione di ingressione marina da ovest a est).

Tettonica Neoalpina

Anche se in letteratura si parla comunemente di una generica fase "alpina" o "neoalpina" (Doglioni & Bosellini, 1987) caratterizzata da compressioni circa N-S, indagini mesostrutturali hanno reso possibile una ricostruzione più dettagliata della stratigrafia tettonica terziaria (Castellarin *et alii*, 1992; Caputo, 1996; Caputo *et alii*, 1999).

A partire dall'Oligocene, sono state riconosciute tre fasi deformative distinte. La prima, di età Chattiano-Burdigaliano, è caratterizzata da una direzione di massima compressione orientata circa NNE-SSW; la seconda, di età Serravaliano-Tortoniano, è caratterizzato da un σ_1 circa NNW-SSE; mentre la terza fase deformativa, di età Messiniano-Pliocene inferiore, è caratterizzata da una direzione di massimo raccorciamento NW-SE e di allungamento NE-SW.

Inoltre, per quanto riguarda il campo degli sforzi, si può affermare che la prima fase è associata ad un regime tettonico tipicamente contrazionale, la terza ad un regime

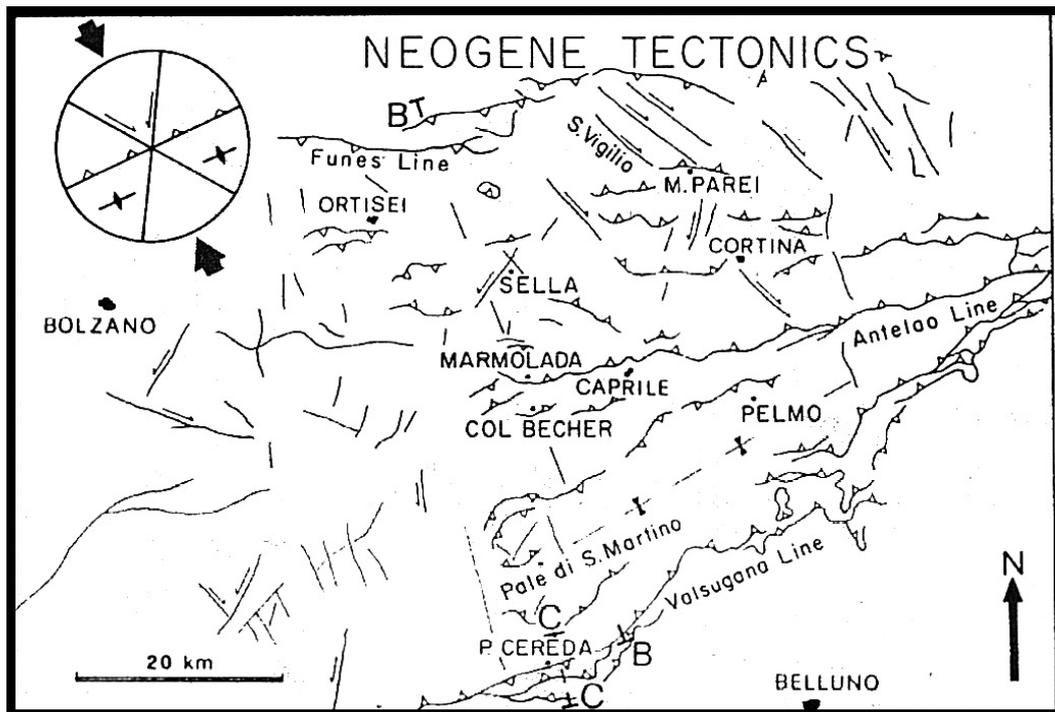
trascorrente puro, mentre la seconda è rappresentabile come intermedia tra le precedenti.

Tutto ciò porta le Dolomiti centrali verso un contesto di imponente sinclinorio confinato a sud dal sovrascorrimento della Valsugana e a nord da un sovrascorrimento a vergenza opposta (Linea di Funes e Passo delle Erbe).

La datazione della Linea della Valsugana è semplice in quanto taglia sedimenti miocenici, per i *thrust* a vergenza opposta non è così semplice, infatti non è ancora stato possibile datarli con precisione.

Il fulcro della tettonica Neogenica sta tutto qui, in una serie di sovrascorrimenti associati come vergenza e direzione ai due maggiori sovrascorrimenti a vergenza opposta, la Linea della Valsugana e la Linea di Funes.

La direzione dei *thrust* neogenici va da N 90° fino a N 50°-60°, ma sono presenti anche faglie trascorrenti coniugate a direzione N 30°-60°, per le trascorrenti destre e N 0°-30° per le trascorrenti sinistre.



Maggiori strutture tettoniche riferibili al Neogene in Dolomiti (Doglioni, 1985).

6.4 Assetto tettonico generale (Castellarin, 1996; Caputo,)

Dai paragrafi precedenti risulta chiaro che l'assetto tettonico delle Dolomiti, compreso quello presente nell'area rilevata, è il prodotto di numerosi eventi tettonici successivi.

L'assetto strutturale delle Dolomiti è quindi il prodotto di numerosi sistemi strutturali che si sono susseguiti nel tempo e che qui di seguito verranno trattati in breve:

1) Sistema strutturale pre-Adamello (Brack, 1986). Caratterizzato da un fascio di sovrascorrimenti sud-vergenti con stili deformativi per grandi anticlinali di rampa di basamento e coperture di più unità sovrapposte e progressivamente ripiegate (Laubscher, 1985). Questo sistema non è presente nell'area rilevata e dovrebbe anche essere assente dall'intera area dolomitica.

2) Sistema strutturale ad orientamento dinarico, rappresentato da due principali gruppi di strutture. Un fascio strutturale precoce, costituito da sovrascorrimenti NW-SE verso SE, sviluppati sul prolungamento NW della catena Dinarica esterna. Il coinvolgimento delle strutture erciniche carniche e del basamento cristallino nel settore più interno del fascio strutturale (Carnia, Comelico), indica che esso può essersi propagato ampiamente verso SW all'interno delle coperture mesozoiche; estendendosi probabilmente fino al Cadore e alle Dolomiti orientali, come riconosciuto negli studi precedenti (Doglioni & Bosellini, 1987; Doglioni, 1987). Sistema riferibile all'Eocene inferiore e attribuito agli eventi compressivi mesoalpini.

Il secondo fascio strutturale è rappresentato da sovrascorrimenti NW-SE verso SE di età cattiana-burdigaliana (Pieri & Groppi, 1981; Massari, 1990; Castellarin *et al.*, 1992). Le compressioni relative a questi eventi possono essere attribuite a fasi post-collisionali neoalpine. Durante queste fasi il fascio di sovrascorrimenti precedente è stato riattivato e il nuovo sistema frontale si è probabilmente propagato verso occidente, fino in Val di Fassa e Col Rodella.

3) Sistema strutturale della Valsugana. La Faglia della Valsugana rappresenta il limite geologico meridionale delle Dolomiti ed è quindi fra le strutture più importanti di tutta la regione. Lungo questa struttura, in settori sia sudoccidentali (zona di Agordo) che orientali (Cadore), il basamento metamorfico (blocco di tetto) è posto in diretto contatto con le formazioni del Triassico superiore (blocco di letto). Dominato da sovrascorrimenti sud-vergenti orientati ENE-WSW mediamente intorno a N 70°, fino a quasi E-W. Sono stati attribuiti principalmente al Miocene medio e superiore.

L'asse di massima compressione riconosciuto mediante approfondite analisi mesostrutturali è intorno a NNW-SSE (N 340°).

La strutturazione compressiva valsuganese è inquadrabile nell'evoluzione post-collisionale delle Alpi (eventi nealpini).

A nord del piano di faglia principale, sono presenti alcuni sovrascorrimenti che coinvolgono la successione permo-ladinica causandone parziali raddoppi, individuati anche nell'area di tesi. Tali strutture sono probabilmente parte integrante della fascia deformativa del sistema della Valsugana, anche se non è stato possibile associarle ad uno (o più) degli eventi tettonici principali.

4) Sistema delle strutture scledensi (lineamento Schio-Vicenza) e nord-adriatiche. Si tratta del sistema strutturale che ad est del lineamento Schio-Vicenza è dominato da un fascio di sovrascorrimenti e pieghe ad andamento NE-SW. Tale sistema strutturale ha una notevole ampiezza e si estende dal Vallon Bellunese fino al margine pedemontano.

Gli assi di massima compressione risultano avere orientamenti intorno a N 130° . L'età delle deformazioni principali è riferibile al Messiniano-Pliocene.

Il sovrascorrimento della Valsugana ha subito intense riattivazioni in concomitanza all'avvento di questi eventi tettonici.

5) Eventi susseguenti tardivi (Plio-Pleisocene-Olocene) e strutture distensive. Nel sudalpino orientale l'attività tettonica che innesca la sismicità attuale è stata riferita anche a compressioni N-S riconosciute in base alle ricostruzioni dei meccanismi focali del ciclo sismico del Friuli del 1976. In realtà nella zona tra il Torrente Meduna e il Fiume Tagliamento, lungo i rilievi pedemontani, sono presenti allineamenti strutturali E-W, particolarmente evidenti tra Maniago e Pinzano, che sono stati ipotizzati proseguire anche nel sottosuolo.

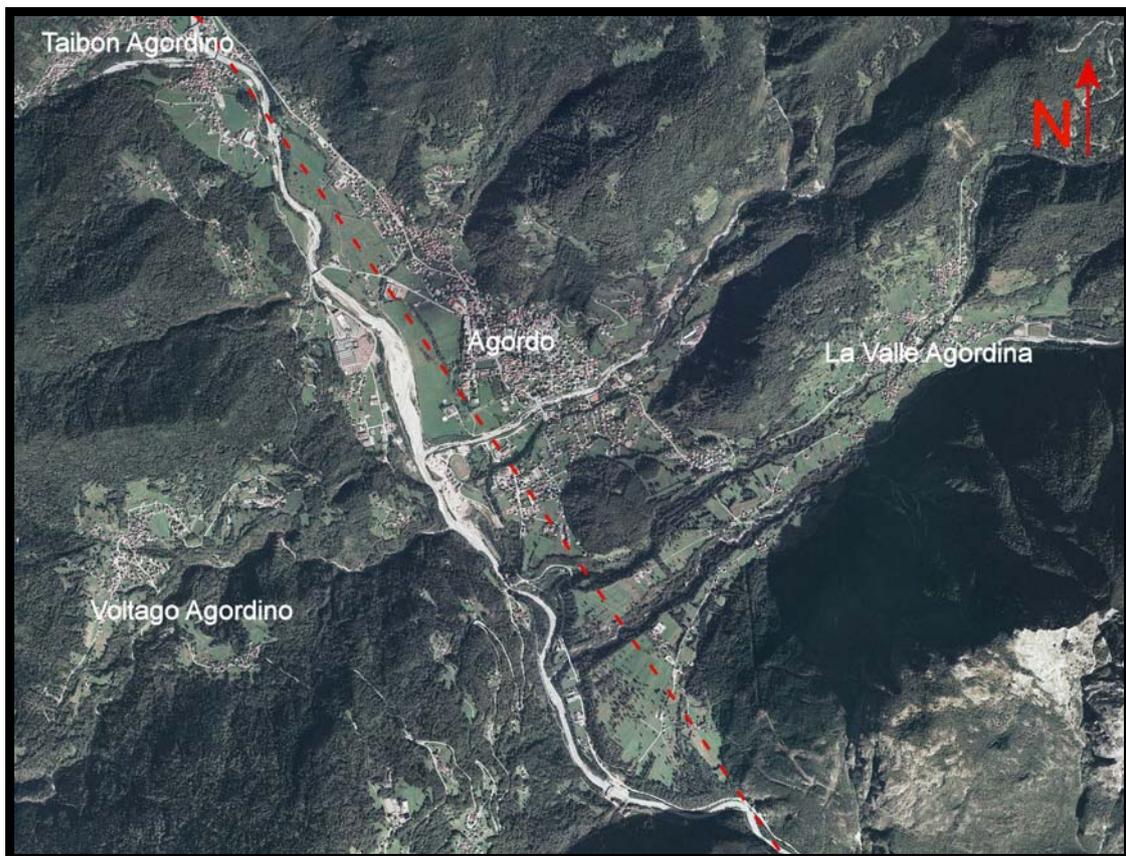
Le compressioni N-S recenti sembrano dunque altamente probabili lungo il margine pedemontano della pianura friulana, senza poter escludere che dal Pliocene superiore in poi, si siano avvicendati in una ripetuta alternanza le compressioni verso NW e quelle verso N.

La tettonica distensiva è ben rappresentata nel Sudalpino orientale e nelle Dolomiti; si tratta per lo più di strutture minori connesse all'evoluzione post-compressiva dei differenti eventi ed al sollevamento della catena.

6.5. Assetto Tettonico dell'Area Rilevata

La configurazione strutturale dell'area intorno ad Agordo, rilevata per questo lavoro di tesi, non presenta particolari complessità.

La faglia maggiore, individuata durante i lavori di campagna, è quella che attraversa, con direzione NNW-SSE l'area agordina, e che coincide in linea di massima con il corso del Torrente Cordevole. Purtroppo, a causa della mancanza di dati nell'area di tesi, non è stato possibile individuare la natura di tale faglia.



Ortofoto della zona rilevata con evidenziata la faglia lungo il Torrente Cordevole. E' stata messa con una linea tratteggiata per indicare che la posizione di tale faglia non è certa.

Il secondo gruppo di faglie è quello assimilabile con il sistema della Valsugana. Appartengono a questo sistema le due faglie mostrate nella figura sottostante, con direzione circa ESE-WNW e immersione circa $N 350^\circ$. Si tratta di sovrascorrimenti sud-vergenti, mostranti nel contempo fondate testimonianze di movimenti a sensibile componente orizzontale. Come dimostrano le pieghe riscontrate nella Formazione a *Bellerophon* a vergenza NW, individuate sul Torrente Roa



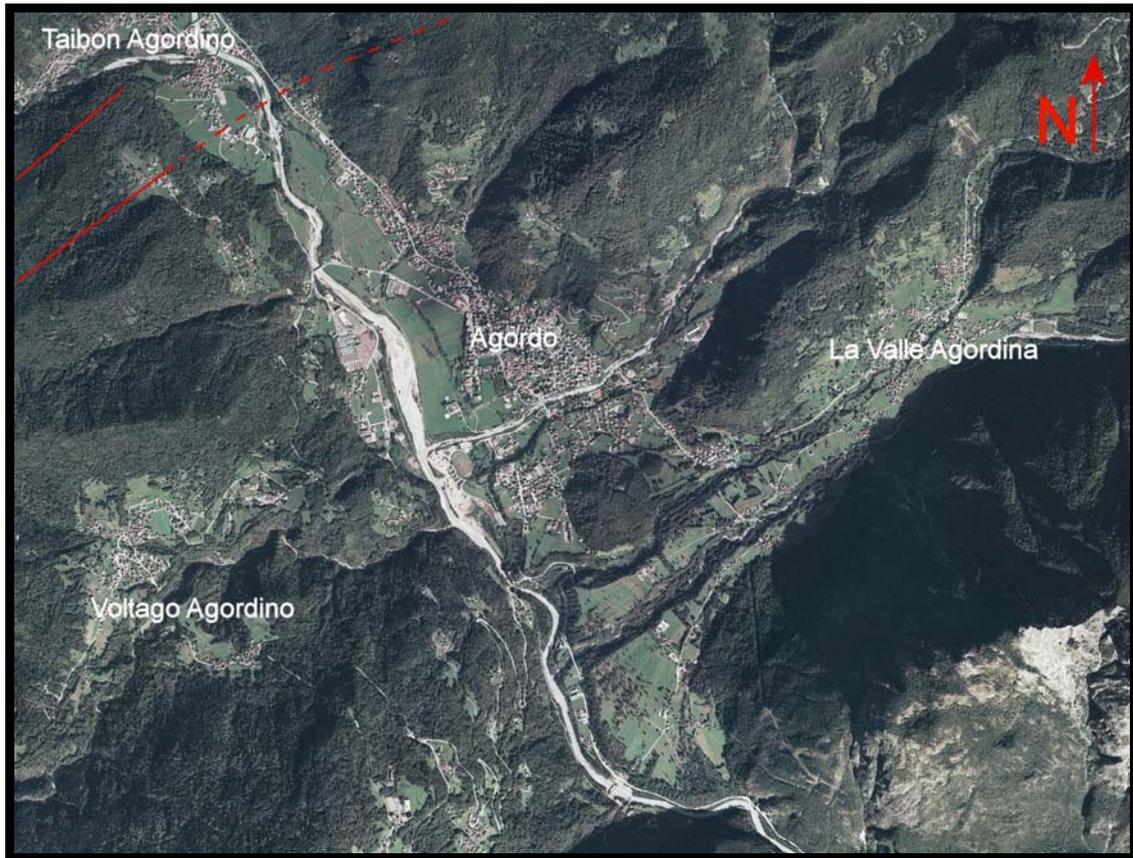
Esempio di piegamento a vergenza NE impostato sulla Formazione a *Bellerophon* affiorante sul greto del Torrente Rova

La faglia posizionata lungo il Torrente Rova e che passa per Voltago Agordino pone in diretto contatto il basamento metamorfico a sud con le formazioni Permiane (AVG e Fm. a *Bellerophon*) a nord. La faglia posizionata immediatamente a sud degli abitati di Farenzena e est e Soccol a ovest, è la maggiore responsabile dei raddoppiamenti tettonici che la Formazione di Werfen presenta nel versante occidentale dell'area rilevata e dei piegamenti a direzione NW-SE presenti anche sul versante orientale. Secondo i dati raccolti in campagna, sul versante occidentale (Taibon – Voltago), questo gruppo di faglie presenta rigetti verticali di circa 300 m.



Ortofoto con evidenziate le faglie assimilabili al sovrascorrimento della Valsugana.

Esiste poi un sistema di sovrascorrimenti nord-vergenti, probabilmente riferibili sempre a episodi compressivi Neogenici. Si tratta del gruppo di faglie a immersione $N 160^\circ$, quindi a vergenza opposta rispetto al gruppo precedente. Sono faglie con rigetti paragonabili a quelli del precedente gruppo (circa 300 m) responsabili anch'esse dei raddoppiamenti del Werfen nel versante occidentale e dei piegamenti e verticalizzazioni di strati (ad esempio la verticalizzazione degli strati di Livinallongo lungo la strada che porta alla malga Framont, affioramento 109) del versante orientale.



Ortofoto con evidenziate i sovrascorrimenti a vergenza opposta rispetto ai precedenti.



Piegamento a vergenza NW impostato sulla Formazione di Werfen, affiorante sul Torrente Cordevole. La cui origine è probabilmente imputabile all'azione dei sovrascorrimenti sud e nord-vergenti associabili al sovrascorrimento della Valsugana

Esiste, infine, un sistema di faglie minori di tipo distensivo, probabilmente riferibili al sistema distensivo Pleistocenico-Quaternario. Si tratta di faglie indirette a direzione generale N-S e immersione verso Est sul versante occidentale e verso ovest sul versante orientale, con forte inclinazione.

Questo sistema di faglie, in parte correlabile (solo le faglie est-vergenti) come lineamenti minori alla Linea del Civetta (circa 200 m di rigetto), è responsabile di dislocazioni distensive su entrambi i versanti dell'area rilevata.

7. Unità Stratigrafiche Quaternarie

7.1. Introduzione

Come accennato nell'inquadramento geomorfologico, la Conca di Agordo è un tipico esempio di morfologia valliva dolomitica. Di particolare importanza nel determinare l'attuale morfologia dell'agordino sono stati gli eventi preglaciali, glaciali (wurmiani) e postglaciali. L'orografia estremamente articolata di questo settore dolomitico, infatti, composta da aspri gruppi montuosi isolati (Framont, Agner ecc.) e da dolci pendii impostati su rocce poco compatte (Fm. di Werfen) e solcati da incisioni torrentizie, ha imposto un'evoluzione pleistocenica-olocenica complessa, legata tanto agli episodi dell'ultima grande espansione glaciale wurmiana (*LGM – Last Glacial Maximum*), che nelle diverse fasi di glaciazione e deglaciazione ha messo in contatto tra loro e successivamente isolato differenti bacini, quanto agli imponenti e diffusi fenomeni di versante instauratisi nel Postglaciale.

Sono stati riconosciuti numerosi affioramenti quaternari, sia riconducibili ad eventi pre-*LGM*, che successivi. Essi affiorano diffusamente, ma in modo discontinuo, su entrambi i versanti dell'area di studio ed in gran parte del fondovalle. L'abbondante copertura vegetale fa sì che gli affioramenti in senso stretto dei depositi superficiali, siano ridotti rispetto all'estensione areale e all'importanza volumetrica degli stessi. Gli affioramenti di una certa consistenza, infatti, sono ubicati lungo le scarpate di erosione di origine torrentizia, oppure in tagli e scavi antropici, e mostrano nel complesso una distribuzione a *spot*.

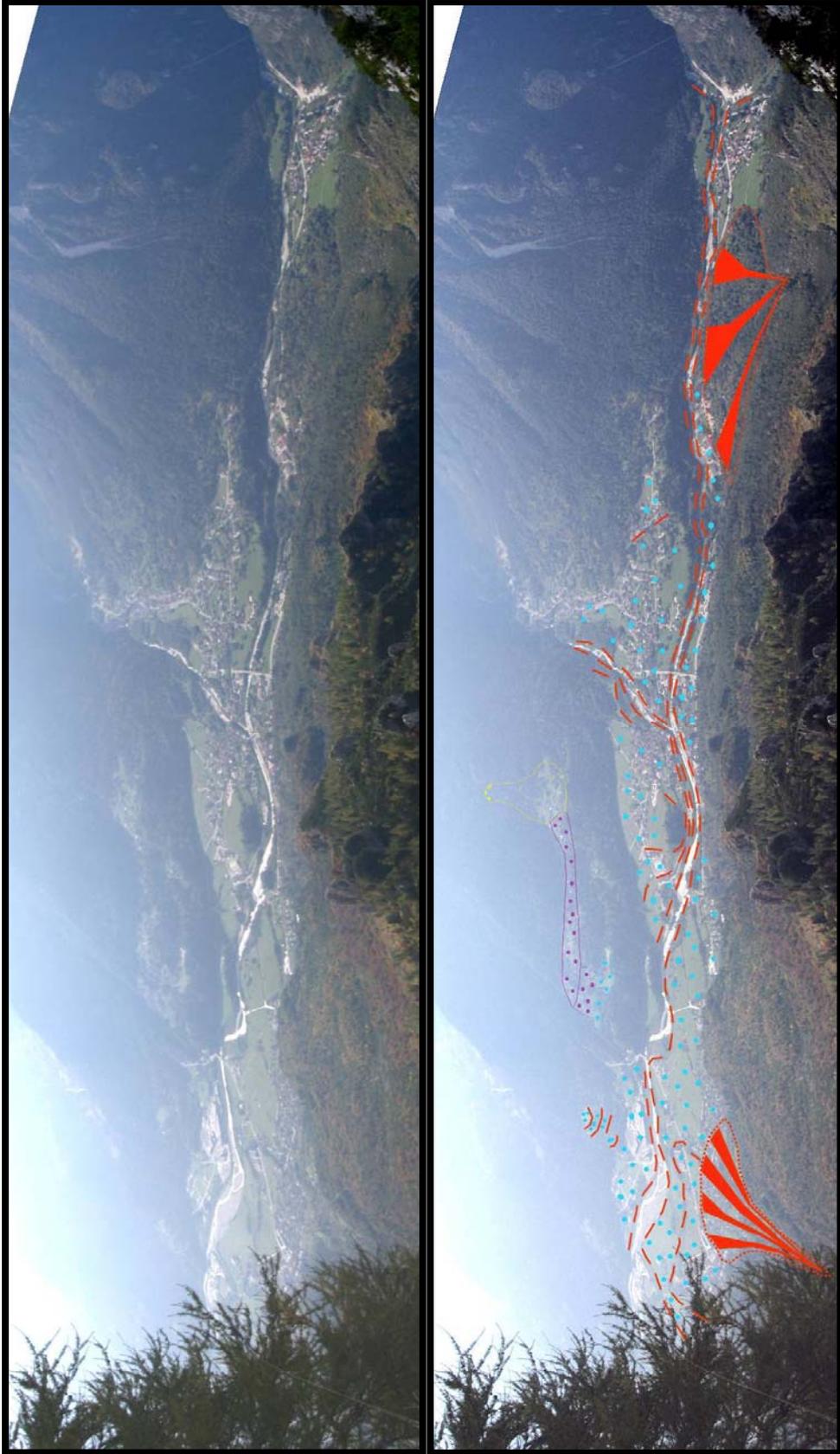


Immagine scattata da un elicottero, dal punto di vista del Framont, verso la vallata agordina. L'immagine è stata poi modificata per evidenziare tutti i depositi quaternari riconosciuti nell'area durante il rilevamento in campagna, con lo scopo di sottolineare la complessità dell'area e la presenza di almeno 5 ordini di terrazzi fluviali. Sono stati inseriti con linea rossa tratteggiata i terrazzi fluviali recenti e con linea rossa continua quelli più antichi. I pallini azzurri indicano depositi di origine fluviale, mentre quelli viola indicano depositi di *till*. Infine sono indicati i conii detritici in rosso e la frana per colamento individuata presso Socol, in giallo.

7.2. Criteri di Rilevamento e Stratigrafia

Questo lavoro di rilevamento a scala 1:10000 rientra nel più ampio progetto di cartografia geologica, CARG, che l'Università degli Studi di Ferrara, sta portando avanti per i fogli Cortina e Longarone (in quest'ultimo è ubicata l'area di studio). I criteri seguiti si rifanno quindi a quelli di riferimento per il progetto CARG.

Per lo studio e la descrizione dei depositi continentali affioranti nell'area di rilevamento, si sono seguiti i criteri innovativi raccomandati nella "Guida al rilevamento della Carta Geologica d'Italia 1:50.000" – Quaderno 1 serie III (SGN – 1992), nei successivi aggiornamenti della stessa ("indicazioni per il rilevamento del quaternario continentale" SGN – 2001), e i risultati del coordinamento realizzato dal "Sottocomitato Alpi – Gruppo di lavoro del Quaternario" del 06-03-2003. I depositi continentali sono stati cartografati, ove possibile, come unità a limiti inconformi (UBSU – *Unconformity Boundary Stratigraphic Units*). In ogni unità sono state indicate le caratteristiche litologiche ed in particolare le variazioni di tessitura dei depositi sciolti (depositi alluvionali, di contatto glaciale ecc.). Questo criterio mantiene, mediante la definizione tessiturale, l'interpretazione genetica del deposito, anche per i depositi fortemente eterometrici, come i depositi glaciali, per i quali l'indicazione di tipo genetico verrà a sovrapporsi al colore corrispondente all'unità stratigrafica. Va comunque detto che a causa dell'esigua presenza di sezioni degne di nota e della loro distribuzione a *spot*, si è deciso di operare una suddivisione in USBU del quaternario continentale solo grazie alle modifiche nella definizioni delle USBU introdotte dall'SGN nel 2001, che in pratica subordinano un rispetto formale assoluto della nomenclatura stratigrafica, alla leggibilità della carta.

Le discontinuità fra le varie unità sono state identificate in base a criteri spaziali (descrizione di successioni di litofacies nelle rare sezioni di riferimento, correlazione fra i record stratigrafici archiviati dapprima alla scala del singolo bacino secondario, poi alla scala del foglio) e temporali (datazioni, cronologie relative) combinati. Fra i criteri di identificazione spaziale delle discontinuità delimitanti le USBU hanno necessariamente occupato un ruolo fondamentale i dati geomorfologici raccolti in campagna e in sede di studio delle foto aeree. Le unità stratigrafiche base, i *sintemi*, sono stati definiti alla scala del bacino glaciale drenante principale, cioè il bacino del Fiume Piave (PVI). Le unità a limiti inconformi di rango inferiore (subsintemi) sono state riferite al bacino di ordine secondario del Torrente Cordevole.

Le unità a limiti inconformi riconosciute nell'area agordina ed i rapporti stratigrafici tra esse esistenti, sono sintetizzati nello schema in figura.

Brevemente, nel agordino sono state distinte le seguenti unità stratigrafiche:

Come unità pre-*LGM* (?Pliocene – Pleistocene p.p.):

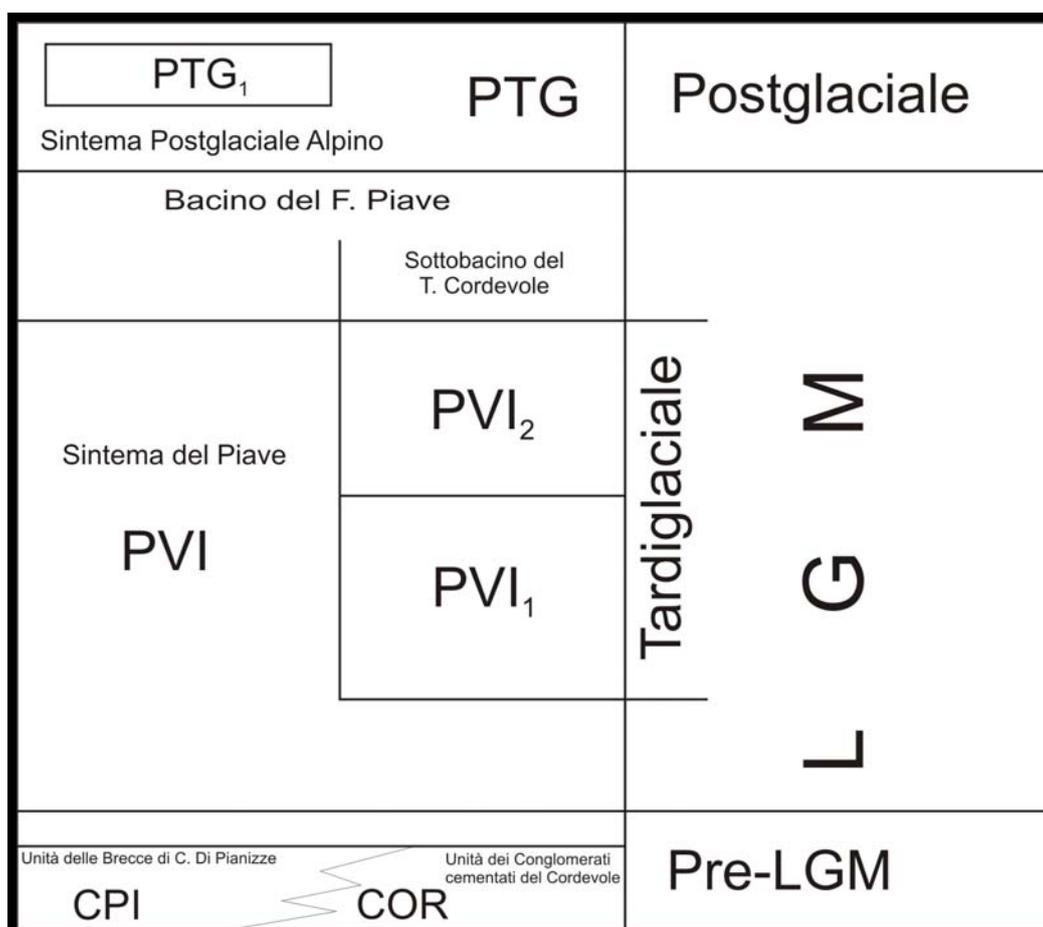
- l'unità delle breccie di C. di Pianizze (CPI) e l'unità dei conglomerati cementati del Cordevole (COR), due unità informali.

Come unità riferibili al *LGM* (Last Glacila Maximum Locale), (Pleistocene sup. p.p.):

- Il sistema del Piave (PVI), riferibile ad eventi pleniglaciali wurmiani (e comprensivo di due subsistemi (PVI₁₋₂), definiti alla scala del sottobacino del T. Cordevole, che rappresentano i depositi riferibili al tardiglaciale.

Come unità Postglaciali:

- il sistema Postglaciale Alpino (PTG) e un subsistema (PTG₁)



Schema dei rapporti stratigrafici delle unità quaternarie continentali: CPI, unità delle breccie di C. di Pianizze; COR, unità dei conglomerati cementati del Cordevole (riferibili ad eventi pre-L.G.M., di età pliocenico-pleistocenica); PVI, sistema del Piave (riferibile ad eventi pleniglaciali wurmiani) che comprende anche gli eventi tardiglaciali del sottobacino del Cordevole, divisi in due subsistemi, PVI₁, subsistema di Voltago e PVI₂, subsistema di Rif; PTG, sistema Postglaciale Alpino; PTG₁, sistema del Lago di Agordo.

Le unità di Voltago (PVI₁) e quella di Rif (PVI₂) si inquadrano nella storia della generale riduzione del grande ghiacciaio del *LGM*: la prima rappresenta i depositi quaternari messi in posto durante la prima fase di ritiro glaciale, non attribuibili né al culmine dell'ultima massima espansione glaciale, né alla fase di netta ripresa del glacialismo tardiglaciale, a cui sono invece riferibili i depositi inclusi nella seconda unità.

Il sistema Postglaciale Alpino include tutti i depositi di età compresa fra la fine dell'ultima massima espansione glaciale locale e i nostri giorni: al suo interno è stato distinto il subsistema del Lago di Agordo, che comprende tutti i depositi riferibili al periodo temporale in cui nella Conca di Agordo si era formato un lago di sbarramento a causa di depositi di frana provenienti dal bacino Bordina-Missiaga.

7.3. Unità Stratigrafiche Precedenti L'Ultima Grande Espansione Glaciale

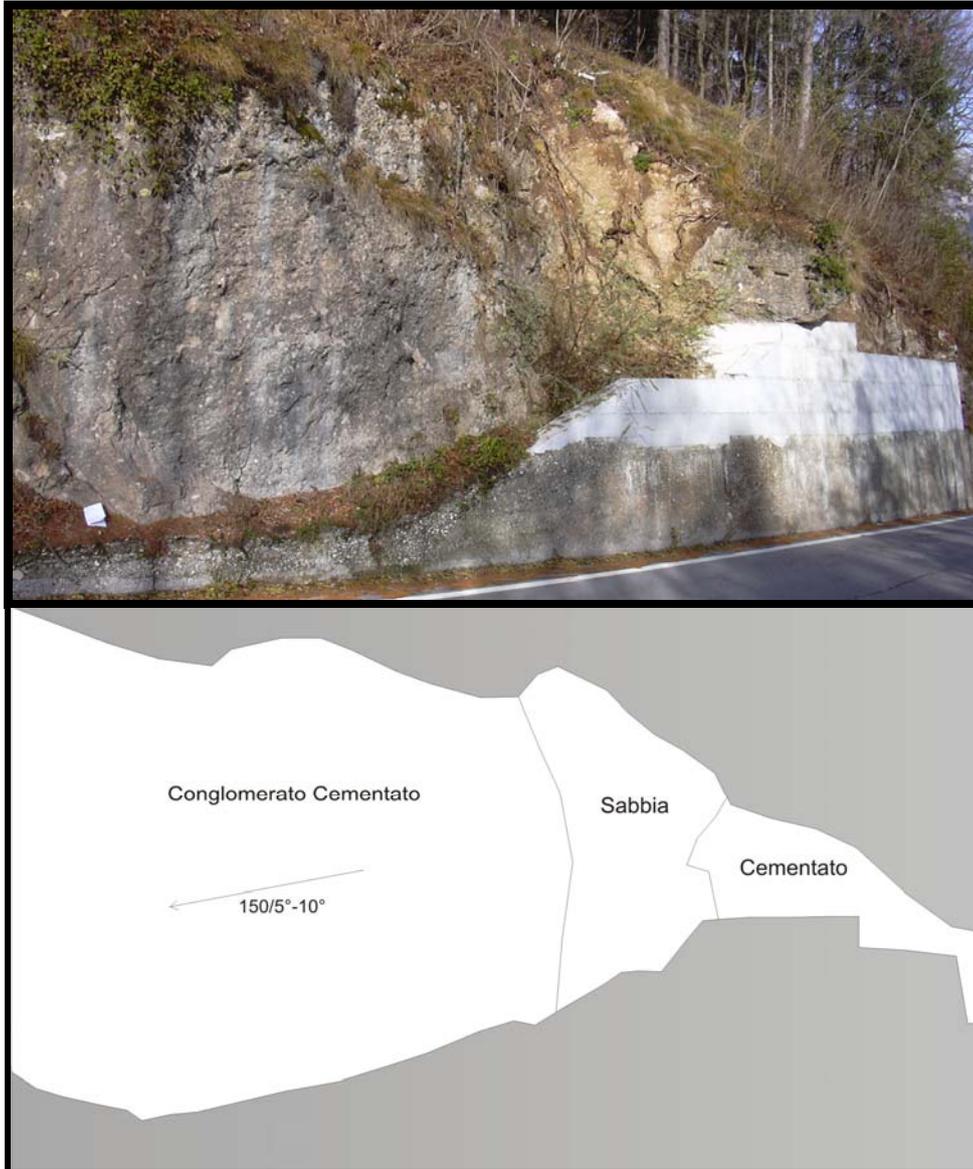
Un particolarità interessante della Conca di Agordo è la presenza di depositi riferibili chiaramente ad episodi precedenti l'ultimo massimo glaciale locale (*LGM*). Tali depositi sono stati cartografati ed inseriti in due distinte unità pre-*LGM*, l'unità delle Breccie della Cappella di Pianizze (CPI) e l'Unità dei Conglomerati cementati del Cordevole (COR).

Ma la storia geologica della Conca di Agordo può essere anche seguita mediante indizi riguardanti le varie fasi di approfondimento della valle, prima della glaciazione wurmiana. Studi riguardanti la zona di Agordo hanno messo in evidenza la presenza di un fondovalle a quota 1100 m (databile alla fine del Pliocene secondo Castiglioni, 1931, 1939) ed uno a quota 750 m (Penk & Brukner, 1909; Castiglioni, 1931, 1939; Fritz & Villi, 1991). Al primo, sulla sinistra idrografica del Cordevole, possono essere ascritti il Col di Foia costituito da filladi e rocce eopermiane, il ripiano di Le Colle inciso in calcari marnosi anisico-ladinici e in arenarie werfeniane ed, infine, quello di Rif, impostatosi sulla formazione a *Bellerophon* del Permiano superiore. Completano la fisiografia di questo fondovalle il ripiano di Voltago - Le Corone e quelli minori di Digoman, Leonie e Zenich in destra idrografica.

I depositi descritti durante il rilevamento completano ulteriormente il quadro evolutivo dell'approfondimento vallivo, individuando un fondovalle a quota 680 m circa.

7.3.1 Unità delle Breccie della C. di Pianizze

Litologia e Facies: breccia a clasti terrigeno-carbonatici di provenienza locale con tessitura *grain-supported*, cementati e subordinati livelli, anche metrici, composti solamente da sabbia in parte cementata. La granulometria dei clasti è variabile dalla ghiaia (30%), ai ciottoli (50%), fino ai blocchi (20%) e presentano un grado di angolosità che va dal subangoloso al subarrotondato. La petrografia dei clasti è solamente dolomitica e terrigeno-carbonatica, il che indica che la provenienza è locale, probabilmente dalla valle di Voltago Agordino. La parte clasto-sostenuta presenta struttura da isorientazione dei clasti (embriciatura) la cui immersione è 150° N ed hanno un inclinazione di circa 5°-10°.



Affioramento quaternario tardo-glaciale sulla strada s.s. 347 che da Agordo porta a Voltago. L'affioramento può essere diviso in 3 parti, come indicato nella seconda immagine. La parte inferiore è costituita, per circa 4 m, da un conglomerato cementato (*grain-supported*, con 30% ghiaia, 50% ciottoli e 20% blocchi, da subangolosi ad subarrotondati ed a petrografia dolomitica e terrigeno-carbonatica), con strutture da isorientazione dei clasti (*embriciatura*) a immersione $150/5^{\circ}-10^{\circ}$. Questo terrazzo indica un fondovalle a quota 680 m circa, creato prima dell'ultimo massimo glaciale, di origine torrentizia, come testimonia l'angolosità dei clasti. La parte intermedia è costituita da 2 m di sabbia, cementata solo in parte. Infine, la parte superiore è ancora un conglomerato cementato simile al precedente. La sorgente di questo deposito è la valle di Voltago, i cui torrenti si congiungevano al Cordevole in questo punto.

Area di Affioramento: versante occidentale dell'area di rilevamento, sulla strada che da Agordo porta a Voltago Agordino (S.S. 347), in corrispondenza della Cappella di Pianizze.

Rapporti Stratigrafici: le Breccie di Pianizze poggiano in modo inconforme, in parte sulla Formazione di Werfen ed in parte sulla Formazione a *Bellerophon*, ma sono anche

delimitate inferiormente dall'unità dei Conglomerati cementati del Cordevole. Sono delimitate superiormente o da depositi morenici ascrivibili ad unità pleniglaciali oppure direttamente dalla superficie topografica.

Spessore: circa 10-15 metri.

Modalità di messa in posto ed Età: questo deposito è interpretabile come appartenente a depositi di conoide alluvionale scaricati da torrenti che scorrevano dalla valle in cui attualmente sorge Voltago Agordino, in direzione della Conca di Agordo. In questo punto avveniva la confluenza tra i due sistemi torrentizi, quello di Voltago e quello del T. Cordevole (i cui depositi delimitano inferiormente questo deposito). La parte sabbiosa può essere interpretata come un deposito schiettamente torrentizio. L'età del deposito è incerta, ma essendo a quota 680 m di altezza, può essere ascrivibile al Pliocene, essendo pliocenico il fondovalle di quota 750 m, secondo Castiglioni (1931, 1939).



Particolare di una porzione del deposito descritto in precedenza. Questa immagine è importante per verificare la petrografia relativamente omogenea del deposito. Nell'immagine si notano, in particolare, dei ciottoli subangolosi varicolori, rossi, verdi e giallognoli. Questi blocchi sono terrigeno-carbonatici e appartengono alla Formazione di Werfen, e forse in parte alla Formazione a *Bellerophon*. Tutte formazioni che affiorano sulle stesso versante in cui è stato identificato il deposito in questione.

7.3.2. *Unità dei Conglomerati cementati del Cordevole*

Litofacies e facies: conglomerato cementato, a tessitura *grain-supported*. Granulometria a ciottoli prevalenti (80%) e subordinate ghiaie e blocchi (rispettivamente 15% e 5%). Il grado di arrotondamento è molto elevato. La petrografia è assai eterogenea, sono presenti clasti dolomitici, terrigeno-carbonatici, ma anche ignei e metamorfici.



Deposito di pertinenza Cordevole, affiorante nel bosco a 5-8 m sotto rispetto a quello descritto in precedenza. Si tratta di un conglomerato cementato, *grain-supported*, a ciottoli prevalenti (80%) e subordinate ghiaie e blocchi (rispettivamente 15% e 5%). Come si vede anche dalla figura, il grado di arrotondamento è molto elevato e suggerisce che già al tempo della messa in posto di questo deposito il Cordevole doveva essere più o meno simile a come è oggi, visto che i depositi attuali sono molto simili a questo. La petrografia è assai eterogenea, sono presenti clasti dolomitici, terrigeno-carbonatici, ma anche ignei e metamorfici. La presenza di clasti derivanti da rocce magmatiche, conferma il fatto che sia stato depositato dal T. Cordevole, che incide anche valli, più a nord rispetto ad Agordo, in cui affiorano rocce di questo tipo.

Area di affioramento: versante occidentale dell'area di rilevamento, sulla strada che da Agordo porta a Voltago Agordino (S.S. 347), in corrispondenza della Cappella di Pianizze, pochi metri più in basso rispetto al precedente affioramento.

Rapporti stratigrafici: anche questi depositi poggiano sia su basamento roccioso appartenente alla Formazione di Wefen e alla Formazione a *Bellerophon*, sia su altri

depositi di origine torrentizia, riferibili al sistema del Cordevole, più recenti rispetto a questi. Superiormente sono, invece, delimitati dall'unità delle Breccie della C. di Pianizze.



Particole dell'affioramento in cui si distingue molto bene il grado di arrotondamento dei clasti.

Spessore: circa 5-10 metri.

Modalità di messa in posto ed Età: il deposito è chiaramente di origine fluviale, a causa dell'elevato grado di arrotondamento dei clasti. Il fatto che la petrografia dei clasti comprenda anche elementi ignei e metamorfici, ha permesso di interpretarlo come un deposito messo in posto da un sistema con un bacino ampio, qual è il T. Cordevole. Anche in questo caso l'età del deposito è incerta, non essendo state effettuate datazioni, ma può essere ascritto al Pliocene, analogamente al precedente deposito, a causa del fondovalle a quota 750 m (Castiglioni, 1931, 1939).

7.4. Unità dell'Ultima Grande Espansione Glaciale

Poiché gli affioramenti che rientrano in queste unità sono praticamente “ubiquitari” nello scenario alpino, si vuole sottolineare a scopo introduttivo, il carattere unitario del grande evento glaciale, corrispondente al Sintema del Piave.

Questo sintema comprende tutti i corpi sedimentari depositi nelle fasi di crescita, di massimo sviluppo e di esaurimento dell'ultimo grande evento glaciale, a scala regionale, con estensione nell'intero bacino del Piave. Nel territorio agordino, il ghiacciaio ricopriva le valli con grande spessore, tale da sommergere quasi tutte le selle divisorie (Rabeder, 1993; Bini *et alii*, 1994; Panizza *et alii*, 1998). Le ricostruzioni paleogeografiche già edite (Penck & Brückner, 1909; Klebelsberg, 1927; Castiglioni, 1964) mostrano un ghiacciaio con superfici pochissimo inclinate, mediamente verso sud, che raggiungeva, al centro delle vallate più ampie, quote variabili fra i 2450 ed i 220 m s.l.m.

Con l'inizio della deglaciazione, vengono meno le transfluenze ed il grande ghiacciaio pleniglaciale si separa in più lingue distinte, lasciando probabilmente nella Conca di Agordo, una calotta glaciale non alimentata. Nella valle di Voltago, invece, perdurarono le condizioni di colata di ghiaccio attiva.

Dall'inizio del ritiro in poi, quindi, l'evoluzione del territorio si diversifica, ciò si traduce nella messa in posto, in modo più o meno sincrono, di successioni sedimentarie differenti di valle in valle. All'interno del Sintema del Piave, sono state perciò identificati due subsintemi, nel tentativo di evidenziare come e quanto, nel generale processo di ritiro dei ghiacciai, l'evoluzione delle principali vallate sia stata differente, successivamente alla chiusura abbandono delle transfluenze.

7.4.1. Sintema del Piave

In questa unità sono cartografati i depositi glacigenici o di sicura/probabile attribuzione “LGM – pre inizio ritiro”, o di dubbia attribuzione cronologica, ma difficilmente inseribili all’interno di una delle unità o dei subsistemi riconosciuti all’interno del grande Sintema del Piave.

Till di ablazione

Litologia e facies: Sono depositi a tessitura *matrix-supported* con granulometria dei clasti variabile dalle ghiaie ai blocchi e grado di arrotondamento dal subangoloso al subarrotondato. La matrice è composta prevalentemente da limo, con subordinate argilla e poca sabbia. I clasti sono petrograficamente eterogenei e prevalgono mediamente quelli terrigeno-carbonatici su quelli carbonatici e dolomitici.

Area di Affioramento: come detto anche nell’introduzione i depositi di origine glaciale sono ubiquitari in tutte le Alpi e l’area di tesi non fa eccezione. Affiorano quindi un po’ ovunque nell’area di tesi, sia sul versante orientale che su quello occidentale, a quote variabili tra i 950 ed i 880 m.

Spessore: lo spessore degli affioramenti è difficilmente calcolabile perché il limite inferiore è quasi sempre sepolto o coperto, ma varia dai 30 ai 40 metri circa.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore non è mai visibile in affioramento e coincide con il substrato roccioso oppure con sedimenti pre-LGM. Il limite superiore corrisponde alla superficie topografica.

Modalità di messa in posto ed Età: si tratta di depositi difficilmente interpretabili in modo chiaro. Si tratta di depositi appartenenti a morene mediane o laterali formati durante la fase di massima espansione glaciale, tanto erosi da aver perduto le originarie morfologie.

Till di fondo

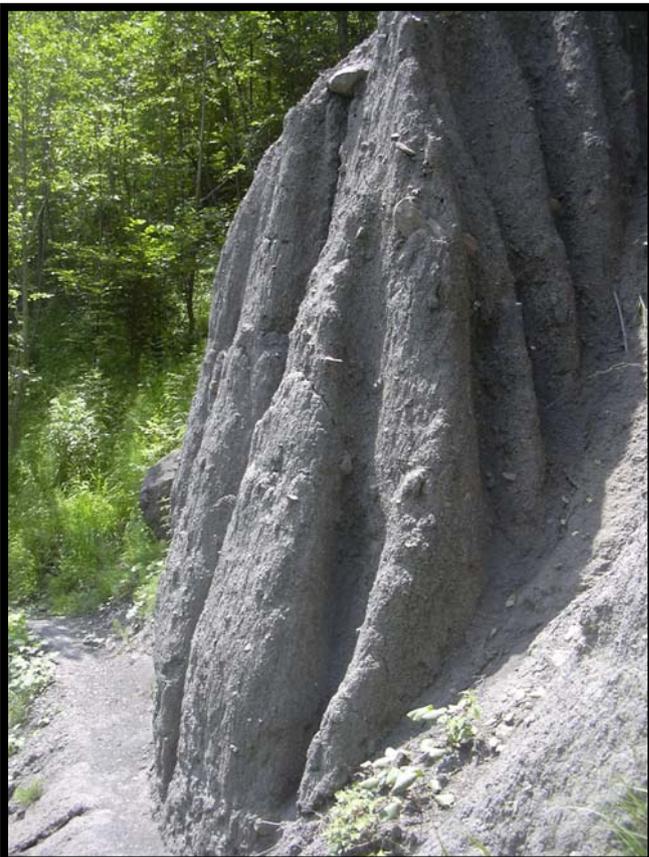
Litologia e facies: Sono depositi a tessitura *matrix-supported* con granulometria dei clasti variabile dalle ghiaie ai ciottoli e grado di arrotondamento subangoloso. La matrice è composta da argilla sovraconsolidata. I clasti sono petrograficamente eterogenei.

Area di affioramento: questi depositi sono stati osservati solamente in un affioramento, ubicato sul sentiero C.A.I 547, a quota 880 m circa, in destra idrografica del T. Roa.

Spessore: l'affioramento ha uno spessore di circa 10 metri, ma si tratta solo di una parte, il resto è stato eroso.

Rapporti stratigrafici: il deposito è delimitato inferiormente dal substrato roccioso e superiormente dalla superficie topografica.

Modalità di messa in posto ed Età: il deposito, a causa della presenza di matrice argillosa sovraconsolidata e della petrografia eterogenea dei clasti, è stato interpretato come un deposito morenico di fondo, formatosi durante la massima espansione glaciale.



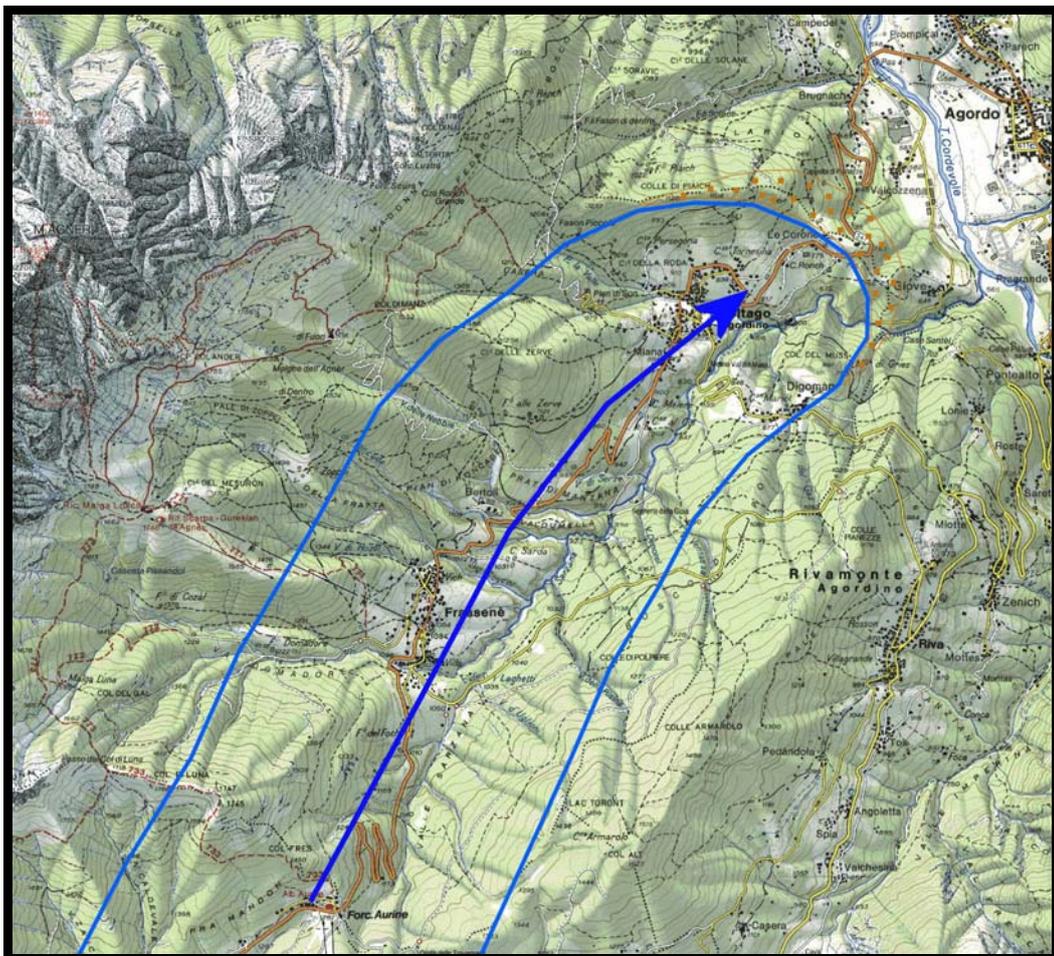
Affioramento sul sentiero C.A.I 547, a quota 880 m circa in destra idrografica del T. Roa. Si tratta di un deposito *matrix-supported*, costituito da una matrice argillosa sovraconsolidata che ne ha permesso la parziale conservazione. Sono presenti anche dei clasti composti da ghiaia e ciottoli, subangolosi e petrograficamente eterogenei. Si tratta di un deposito da *till* di fondo.

7.4.2. Sottobacino del T. Cordevole

L'area di rilevamento è stata oggetto, nel tardiglaciale, di piccole pulsazioni locali causate dalla particolare morfologia della Conca di Agordo. Nei due subsistemi relativi al sottobacino del T. Cordevole sono stati inseriti i depositi riferibili alla situazione tardiglaciale, che vedeva la Conca di Agordo immersa in una calotta glaciale non alimentata e le valli limitrofe ancora in una situazione di colata glaciale attiva.

7.4.2.1. Subsistema di Voltago

In questo subsistema vengono inseriti i depositi associati alla lingua glaciale proveniente dalla valle in cui attualmente si trova Voltago Agordino. Nel tardiglaciale questa colata glaciale ha messo in posto depositi morenici frontali che si sono appoggiati sulla calotta che ricopriva la Conca di Agordo, provocando lo sbarramento della valle di Voltago.



Ritaglio della Carta Tabacco della zona di Voltago Agordino. In blu è indicata la lingua glaciale che potrebbe aver messo in posto l'argine morenico (indicato in marrone) responsabile dello sbarramento della zona di Voltago.

Litologia e facies: diamicton massivi, a tessitura *matrix-supported* con granulometria dei clasti variabile dalle ghiaie ai blocchi e grado di arrotondamento dal subangoloso al subarrotondato. La matrice è argilloso limosa ed i clasti sono petrograficamente eterogenei.



Depositi morenici frontali affioranti sulla strada che da Agordo porta a Voltago Agordino, a quota 750 m s.l.m, in località Le Corone. Si tratta di depositi *matrix-supported*, con clasti petrograficamente eterogenei e granulometricamente della taglia delle ghiaie, con subordinati ciottoli e blocchi.

Spessore: lo spessore è difficilmente calcolabile perché il limite inferiore è sepolto, ma si aggira intorno ai 20 m.

Area di affioramento: questo deposito affiora a *spot* lungo tutto il confine NE della valle di Voltago, prima dell'inizio del pendio. In particolare l'affioramento descritto in campagna affiora sulla strada che da Agordo porta a Voltago, a quota 750 m s.l.m. in località Le Corone.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è sempre con il substrato roccioso e quello superiore corrisponde alla superficie topografica.

Modalità di messa in posto ed Età: il tipo di deposito e la posizione hanno permesso di interpretarlo come un deposito di argine morenico frontale, deposto da una lingua glaciale proveniente da SW, durante una pulsazione positiva, che terminava sulla calotta a ghiaccio morto presente nella Conca di Agordo nel tardiglaciale.

7.4.2.2. *Subsintema di Rif*

A questo subsintema sono riferiti i depositi tardiglaciali all'interno della Conca di Agordo, riconducibili a processi fluvio-glaciali e di franamento che terminavano sulla calotta glaciale che ricopriva la conca.

Tale calotta era in rapida fusione ed i depositi non si sono conservati con le geometrie originali ma hanno dato vita a depositi complessi noti con il nome di terrazzi di *Kame*.

Litologia e facies: la litologia di questi depositi è molto complessa e presenta variazioni nette anche alla scala dell'affioramento. In generale si tratta di depositi *matrix-supported*, con orizzonti *grain-supported*. La granulometria dei clasti è variabile dalle ghiaie ai blocchi e grado di arrotondamento dal subangoloso al subarrotondato. La matrice è composta prevalentemente da limo, con subordinate argilla e poca sabbia. I clasti sono petrograficamente eterogenei, ma non presentano mai litologie ignee e metamorfiche, solo litologie sedimentarie in gran parte terrigeno-carbonatiche.



Affioramento numero 2, localizzato presso l'abitato di Rif. Come si vede è un affioramento che è stato possibile descrivere solamente per lavori di protezione della strada. Si tratta di un affioramento divisibile in due parti: una parte superiore a ed una parte inferiore b.

- a) deposito *matrix-supported* composto per circa l'80% da matrice argillosa sovraconsolidata e per il restante 20% da ciottoli e blocchi di calcari e arenarie.
- b) deposito generalmente *matrix-supported* anche se sono presenti orizzonti *grain-supported*. I clasti hanno una granulometria che va dalla ghiaia ai blocchi e presentano petrografia calcareo-dolomitiche, in larga parte, ma anche terrigene. Per quanto riguarda il grado di arrotondamento, va dal subangoloso al subarrotondato

Spessori: circa 10 m sul versante orientale e 20 m sul versante occidentale.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore a volte corrisponde al substrato roccioso, a volte con il Sintema del Piave indistinto. Il limite superiore corrisponde alla superficie topografica e alle volte a depositi del sintema Postglaciale Alpino.

Modalità di messa in posto ed Età: questi depositi sono il risultato di complessi sistemi fluvio-glaciali e di franamento, databili al tardiglaciale, che si impostavano su un livello di base identificabile con la calotta glaciale a ghiaccio morto presente nella Conca di Agordo. I depositi con un maggiore contenuto percentuale di clasti sono di probabile origine fluviale mentre quelli *matrix-supported* sono ascrivibili a processi di colamento che coinvolgevano depositi di *till* del Sistema del Piave.



Immagine di dettaglio della parte inferiore (b) dell'affioramento precedente. In questa immagine è possibile distinguere le differenze di granulometria dei clasti (dalla ghiaia ai blocchi), è possibile notare alcune differenze petrografiche (maggioranza di ciottoli bianchi di calcari-dolomie, ma presenza anche di ciottoli verdi e gialli di arenarie). Si può anche notare il grado di arrotondamento dei clasti (si distinguono dei clasti subarrotondati, come i grossi blocchi in basso a sinistra, e dei clasti più angolosi). Ma soprattutto questa immagine è importante perché si vede un orizzonte *grain-supported* nella parte superiore della figura. Questo orizzonte ha un'origine chiaramente diversa da ciò che lo circonda, probabilmente fluvio-glaciale e rappresenta una superficie di discontinuità all'interno del deposito.

7.5. Unità Postglaciali:

7.5.1. Sintema Postglaciale Alpino (PTG)

Tutti i terreni sovrastanti il Sintema del Piave sono raggruppati all'interno del Sintema Postglaciale Alpino (PTG). I sedimenti che lo compongono si sono formati dopo l'estinzione (locale) dei processi glaciali e fluvio-glaciali a partire dall'intervallo finale del Pleistocene superiore, nell'Olocene fino ai giorni nostri. Si tratta di unità litostratigrafiche mai delimitate da discontinuità di estensione regionale che mostrano comunque una loro individualità ben definita. Nell'unità postglaciale è stata distinta un'unità di rango inferiore: il subsintema del Lago di Agordo (PTG₁), che comprende tutti i depositi lacustri, mai affioranti ed i depositi di frana di sbarramento che hanno prodotto il lago nella Conca di Agordo.

Il limite inferiore del sintema PTG è diacrono, quasi sempre erosivo e inconforme sul substrato o su unità quaternarie più antiche. Il *top* deposizionale è sempre coincidente con l'attuale superficie topografica.

All'interno di tale unità sono comprese numerose litofacies che sono di seguito descritte in dettaglio.

Deposito di Frana di crollo a grossi blocchi attuali ed antichi

L'area rilevata è stata interessata da movimenti franosi di crollo. Ne sono stati cartografati essenzialmente due, uno recente ed uno antico, che sono stati distinti come previsto dalla legenda SGI aggiornata. Si è deciso di trattare separatamente questi depositi per la loro analogia sedimentologica.

Litologia e facies: si tratta di depositi *grain-supported* e tessitura *open-work*. Nelle frane antiche è presente matrice argillosa all'interno del deposito. I clasti hanno granulometria che varia dai blocchi ai megablocchi (con diametro superiore ai 4 metri) e grado di angolosità generalmente molto angoloso. La petrografia è omogenea e comprende essenzialmente rocce calcaree e dolomitiche.

Spessore: il corpo di frana antico è spesso circa 20 metri, mentre quello attuale ha uno spessore massimo di 5 metri.

Area di affioramento: il corpo di frana antico, appartiene ad una parte del più ingente corpo dell'Antica Frana del Framont, che scende dal Monte Framont, tra le località "sotto

Framont” a 1800 m, Pian della Meda a 1100 m e Farenzena, fino quasi alle pendici del versante. Affiora quindi su tutto il versante nord-orientale dell’area di tesi. La frana attuale invece affiora sul sentiero C.A.I 547, dove esso attraversa il T. Rova.



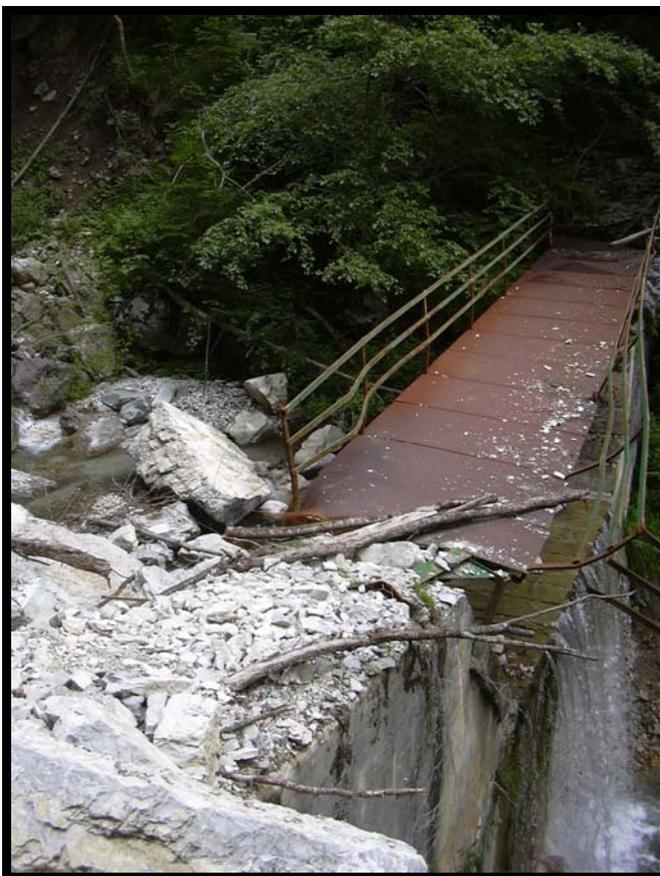
Materiale franoso riferibile all’antica frana del Framont, foto scattata dalle parti di Pian della Meda. I depositi sono costituiti solamente da materiale dolomitico proveniente dalle successioni affioranti al Framont (maggiormente Dolomia Cassiana). Come si vede anche da questa immagine attualmente il corpo di frana è quasi completamente coperto da vegetazione.

Rapporti stratigrafici: i depositi di frana sono delimitati inferiormente o dal substrato roccioso oppure da depositi del Sistema del Piave (PVI). Superiormente sono delimitati dalla superficie topografica.

Modalità di messa in posto ed Età: l’antica frana del Framont si è originata per collasso post-glaciale di parte delle rocce affioranti sul Monte Framont. E’ costituita prevalentemente da dolomie appartenenti a formazioni non affioranti nell’area di tesi (in gran parte Fm del Serla Superiore e Dolomia Cassiana). La frana attuale si è invece originata per un crollo, impostato su litologie calcaree e dolomitiche appartenenti alla Fm. del Serla Inferiore e alla Formazione di Dont, che ha coinvolto ammassi rocciosi in gran parte fratturati a causa di fenomeni di crioclastismo.



Frana, sul sentiero C.A.I 547, che coinvolge le dolomie anisiche della Dolomie del Serla inferiore e parte dei calcari nodulari della Formazione di Dont.



Particolare del ponte installato lungo il sentiero C.A.I n. 547, danneggiato dalla frana.

Deposito di Frana di Colamento antico

Litologia e facies: si tratta di depositi *matrix-supported*, costituiti quasi esclusivamente da matrice argillosa e subordinatamente limosa. I clasti sono presenti come ciottoli e ghiaia, angolosi e subangolosi e presentano petrografie terrigeno-carbonatiche appartenenti esclusivamente alla Fm di Werfen. Il deposito presenta una chiara inclinazione verso fondovalle.

Spessore: il deposito ha spessori variabili e difficilmente calcolabili che si aggirano sui 5-10 metri.

Area di affioramento: la frana è impostata sul versante occidentale dell'area di tesi e termina nei pressi dell'abitato di Soccol.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è in parte sul substrato roccioso composto esclusivamente dalla Fm. di Werfen ed in parte su depositi appartenenti al subsistema di Rif (PVI₂). Il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica.

Modalità di messa in posto ed Età: questo deposito si è creato in conseguenza a fenomeni di colamento impostati su litologie fini della Fm. di Werfen e come età è probabilmente olocenica.

Deposito da Debris Flow

Litologia e facies: si tratta di depositi *grain-supported* con abbondante presenza di matrice argillosa. I clasti sono petrograficamente calcarei e terrigeno-carbonatici e appartengono tutti a litologie affioranti nei versanti in cui i movimenti di colata di detrito si sono impostati. Granulometricamente hanno la taglia delle ghiaie e dei blocchi e presentano un grado di arrotondamento basso, angolosi e subangolosi.

Spessori: pochi metri

Area di affioramento: versante orientale in corrispondenza degli abitati di Rif e Plasent.

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è sempre erosivo sul substrato roccioso, mentre quello superiore corrisponde alla superficie topografica.

Modalità di messa in posto ed Età: si tratta di materiale messo in moto dall'infiltrazione di acqua meteorica all'interno di strati argillosi, che in questo modo assumono comportamento plastico e provocano lo scivolamento gravitativo dell'intero deposito in maniera violenta ed improvvisa. Sono depositi recenti ed ancora vitali.

Deposito di origine mista

Litologia e facies: sono depositi a supporto di matrice, non addensati, con clasti subangolosi di provenienza locale e matrice argilloso limosa.

Spessore: qualche metro

Area di affioramento: affiorano sul versante occidentale a quota 650 m s.l.m, in corrispondenza della Luxottica.

Rapporti stratigrafici: inferiormente sono delimitati dal substrato roccioso o da depositi appartenenti al sistema del Piave (PVI) e superiormente dalla superficie topografica.

Modalità di messa in posto ed Età: sono depositi messi in posto da fenomeni di franamento complesso ed in parte da piccole conoidi detritiche. L'età è incerta ma è sicuramente olocenica.

Depositi alluvionali e alluvionali terrazzati

Litologia e facies: sono depositi *grain-supported* con clasti da subarrotondati a molto arrotondati, che presentano granulometrie a ciottoli prevalenti e subordinati blocchi e ghiaie. La matrice è prevalentemente sabbiosa e subordinatamente limosa. Petrograficamente i clasti si presentano molto eterogenei, soprattutto quelli depositati dal T. Cordevole, che contengono anche clasti ignei. In maggioranza comunque la petrografia dei clasti è dolomitica e subordinatamente carbonatica e terrigeno-carbonatica.



Depositi recenti del Torrente Cordevole. Come si vede in questo caso la petrografia è eterogenea. Si tratta di depositi *grain-supported* con matrice prevalentemente sabbiosa, clasti da sub-arrotondati ad arrotondati, e di dimensioni ciotolose con blocchi e ghiaia. Per quanto riguarda la petrografia dei clasti, è ovvio che il bacino più ampio ha permesso al Cordevole di erodere un maggior numero di rocce, anche ignee, e ciò è testimoniato dai suoi depositi.

Spessori: da sondaggi realizzati all'interno del territorio comunale di Agordo dal Dott.Fenti, è possibile osservare variazioni di spessore notevoli da un punto all'altro del deposito, con spessori minimi di 5 m circa e massimo di 15-20 metri.

Area di affioramento: depositi alluvionali affiorano in tutti il fondovalle della Conca di Agordo fino a quote di circa 620-630 m s.l.m. Affiorano anche nell'attuale alveo del T. Roa.

Modalità di messa in posto ed Età: sono depositi messi in posto dalla normale attività di deposizione dei torrenti nell'area di Agordo. L'età è difficilmente calcolabile, ma sono state fatte delle datazioni radiometriche su materiali organici risalenti al periodo in cui era presente il Lago di Agordo che danno come risultato, 5890 ± 110 anni e 5870 ± 75 anni. I depositi alluvionali sono sicuramente successivi a queste età.

7.5.1.1. Subsintema del Lago di Agordo (PTG₁)

In questo subsintema sono stati inseriti i depositi di frana postglaciale del sistema Missiaga-Bordina, che hanno causato la chiusura della valle del T. Cordevole all'altezza di Pontealto, provocando il sovralluvionamento della Conca di Agordo ed il successivo riempimento della stessa da parte di un lago.

Ma comprende anche tutti i depositi più o meno sincroni: i depositi lacustri ed i depositi messi in posto dai torrenti durante le fasi di deposizione a seguito dell'innalzamento del livello di base.

La descrizione dei depositi è stata possibile solo per quelli torrentizi, per quelli lacustri e di frana vengono invece utilizzati i dati forniti da perforazioni effettuate dal Dott. Fenti e da Friz e Villi (1993).

Depositi di Frana

Litologia e facies: si tratta di depositi *grain-supported* con presenza di matrice argillosa. I clasti sono ghiaioso-ciottolosi di natura poligenica.

Area di affioramento: all'interno dell'area di tesi i depositi di frana non sono mai affioranti. Sono subaffioranti in prossimità del Col dei Foia e del Col de Foloia, ed anche all'interno dell'abitato di Agordo.

Spessore: non è calcolabile perché i sondaggi non sono mai arrivati a toccare il basamento roccioso. Nei sondaggi sono stati raggiunti spessori di 40-50 m.

Rapporti stratigrafici: inferiormente il deposito di frana è delimitato sia dal basamento roccioso che da depositi glaciali e post-glaciali. Superiormente è delimitato in parte dalla superficie topografica, in parte da depositi lacustri e alluvionali.

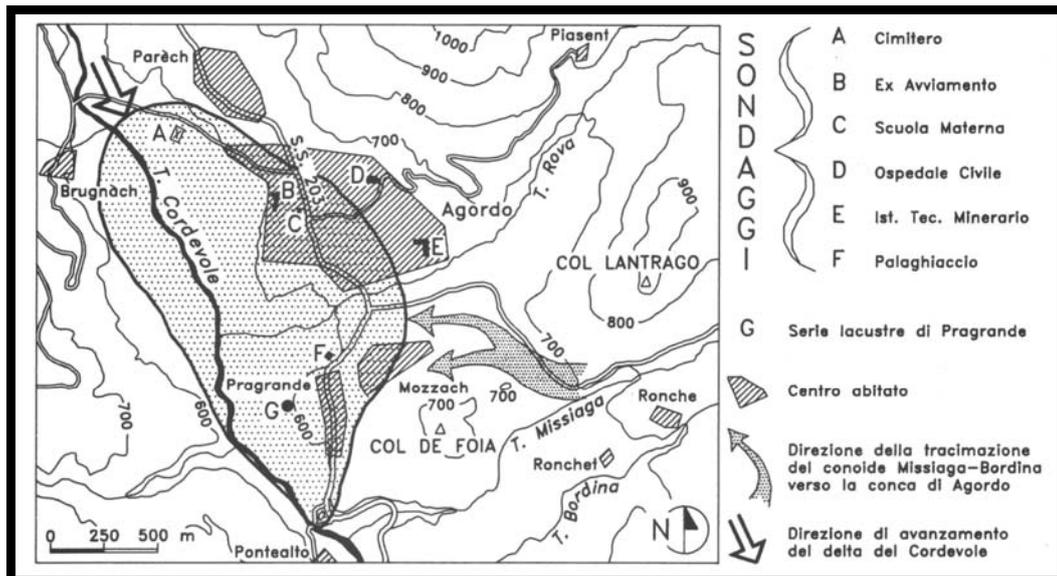
Modalità di messa in posto ed Età: in seguito ritiro ed alla scomparsa dei ghiacciai si è verificata la formazione di estesi fenomeni gravitativi alla testata del bacino Missiaga – Bordina ed accumulo di materiali lunga la stessa valle. Successivamente si è verificata la ripresa dei corpi di frana da parte dei rii Missiaga e Bordina e la redistribuzione dei materiali con la formazione di un enorme conoide che ha gradualmente ostruito la valle del T. Cordevole.

Depositi Lacustri

Litologia e facies: Presso l'affioramento di Pragrande, descritto da Friz e Villi (1993), la serie lacustre inizia con 5 cm di materiale organico grigio scuro e con un livello di argille e limi sabbiosi, dello spessore di 45 cm, in un'alternanza di straterelli grigi e rossastri, con tipico aspetto varvato. A questo livello pelitico, si sovrappongono con passaggio netto: un banco di ghiaia sabbiosa (33 cm), limi argillosi (9cm) e ghiaie fini a granulometria uniforme (57 cm). La serie prosegue con limi sabbiosi dello spessore di 49 cm e quindi argille limose per altri 32 cm. Seguono 28 cm di sabbie grossolane con aspetto "lavato", contraddistinte da una notevole uniformità granulometrica, il cui passaggio ai terreni sovrastanti, rappresentati da 67 cm di sabbie medio-fini alternantisi a livelli organici di spessore centimetrico, è contrassegnato dalla presenza di una superficie di ossidazione di colore bruno-rossastro.

La serie continua con sabbie medio-grossolane (138 cm) alle quali, negli ultimi 43 cm, si intercalano frequenti livelli pelitici di colorazione rossastra, bruno scura, o anche grigia dello spessore medio di 2-3 cm. Proseguendo verso il tetto, la serie comprende dapprima 1,65 m di argille limose, costituite da livelli centimetrici di colore grigio e rosse brunastro, per proseguire quindi con altri 2.35 m di sabbie fini limose.

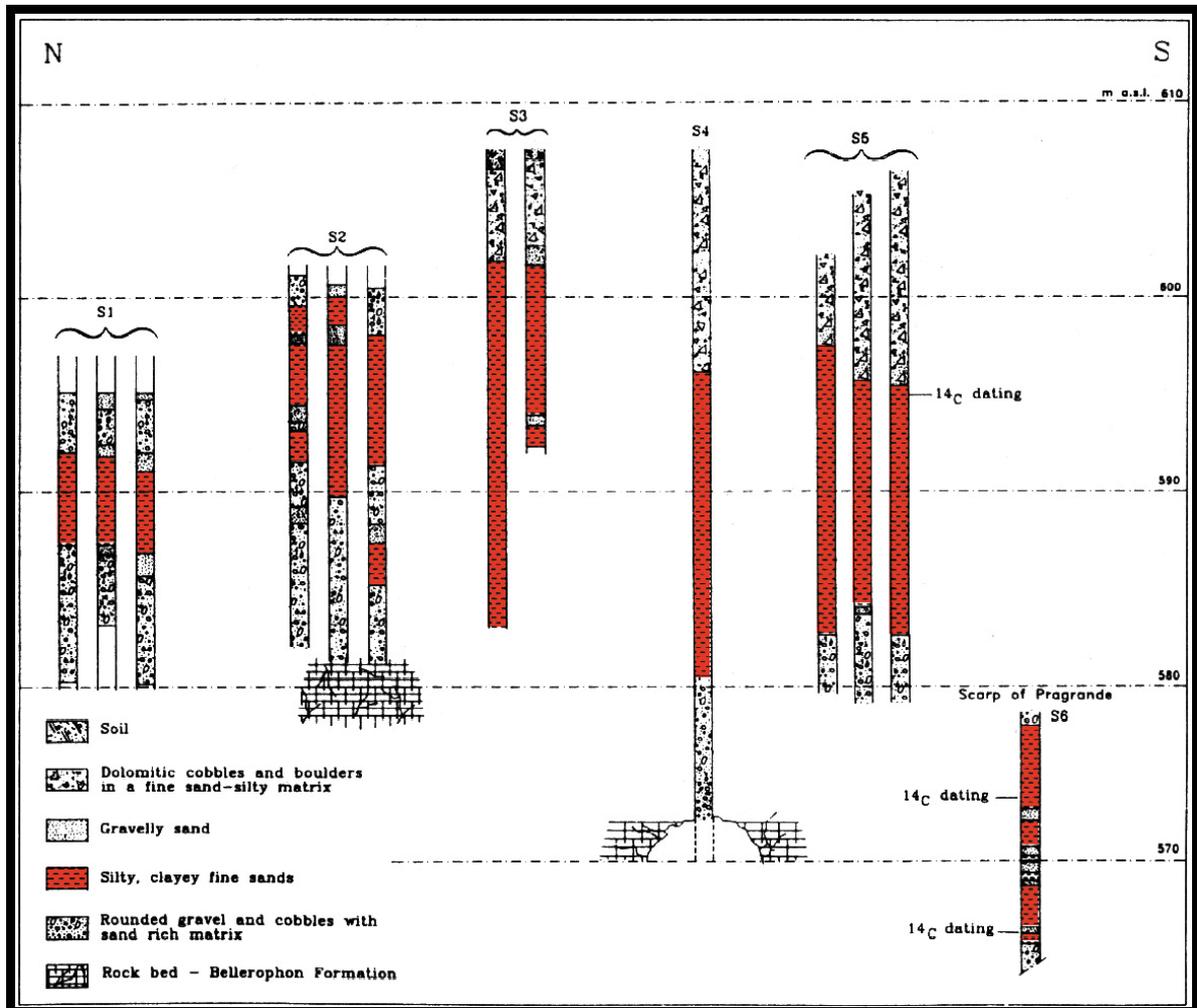
Nei sondaggi effettuati dal Dott. Fenti, i depositi lacustri sono descritti come: argille, limi argilloso-sabbiosi con tipico aspetto di ritmiti lacustri, di colorazione grigio chiara fino, a brunastra.



Le presumibili dimensioni del Lago di Agordo. Le lettere indicano i punti in cui sono stati effettuati i sondaggi ed in particolare la lettera G, indica la posizione edella sezione di Pragrande, descritta del testo (Friz & Villi, 1993).

Area di affioramento: la serie lacustre non affiora mai nell'area di tesi perché è stata ricoperta da depositi alluvionali recenti.

Spessore: dai dati dei vari pozzi si sono calcolati spessori variabili dai 5 ai 20 m.



Profili stratigrafici dei sondaggi eseguiti nella Conca di Agordo. Per la descrizione riferirsi al testo. Evidenziati in rosso i depositi lacustri depositi dal Lago di Agordo. (Fenti, 1989 leggermente modificato).

Rapporti stratigrafici: il limite inferiore è inconforme sui depositi della frana del sistema Missiaga-Bordina e su depositi alluvionali del T. Cordevole. Superiormente sono delimitati da depositi alluvionali recenti.

Modalità di messa in posto ed età: a seguito dello sbarramento della valle all'altezza di Pontealto, causato dai depositi di frana provenienti dai bacini dei torrenti Missiaga e

Bordina, la Conca di Agordo ha prima subito dei processi di sovralluvionamento che sono terminati con la formazione di un Lago, che si estendeva da Pontealto fino all'abitato di Brugnach. L'età è stato possibile calcolarla tramite delle misurazioni radiometriche al C^{14} effettuate da Friz & Villi (1993) su tronchi d'albero, in posizione di crescita, affioranti nel greto del Cordevole e databili 5890 ± 110 anni e 5870 ± 75 anni.



Reperto paleobotanico, datato tramite ^{14}C 5870 ± 70 anni fa, costituito da un tronco d'albero in posizione di crescita, venuto a giorno nell'alveo del T. Cordevole (Friz & Villi, 1993, foto di Fermon, 1990)

Depositi Torrentizi

Litologia e facies: sono depositi che presentano tessitura *grain-supported* con presenza di matrice sabbioso-limosa, clasti petrograficamente calcarei-dolomitici e con grado di arrotondamento elevato. La dimensione dei clasti è prevalentemente ghiaiosa, con subordinati blocchi e ciottoli.



Depositi torrentizi rinvenuti sull'alveo del T. Rova. Si tratta presumibilmente di materiali depositati durante il periodo lacustre, quando il livello di base era più elevato, e successivamente erosi dallo stesso Torrente Rova, i cui depositi recenti sono quelli visibile in basso (depositi *grain-supported* a blocchi e ciottoli prevalenti, sub-arrotondati e petrograficamente in prevalenza dolomitici).

Spessori: il limite inferiore è coperto da sedimenti alluvionali recenti quindi lo spessore complessivo è difficile da calcolare. Lo spessore dell'affioramento era di circa 5 metri.

Rapporti stratigrafici: inferiormente solo delimitati da depositi alluvionali precedenti, superiormente sono invece delimitati dalla superficie topografica.

Modalità di messa in posto ed Età: l'occlusione della valle del Cordevole ad opera della frana proveniente dalle valli dei torrenti Missiaga e Bordina, ha comportato un brusco innalzamento del livello di base dei torrenti, sia del Cordevole che dei torrenti provenienti

da valli laterali. Questo innalzamento del livello di base ha comportato un fase di deposizione dei torrenti, che invece di erodere il sottosuolo hanno iniziato a depositarvi materiali per ristabilire un proprio profilo di equilibrio. L'età è più o meno sincrona con la formazione del Lago di Agordo.

8. Conclusioni

Il rilevamento geologico di dettaglio, effettuato durante questo lavoro di tesi, ha permesso di mettere in luce l'evoluzione geologica e strutturale dell'area agordina.

Come si è potuto evincere dalla lettura del presente lavoro, l'area agordina ha una storia geologica che parte da molto lontano nel tempo. I corpi rocciosi più antichi, affioranti nell'area, risalgono al precambriano, quindi risalgono sicuramente a più di 540 milioni di anni fa. Le rocce del basamento metamorfico precambriano sono poste a diretto contatto, per via del sistema di sovrascorrimento del sistema della Valgardena, con i terreni della successione Permo-Triassica, la cui datazione va da 250 milioni di anni fa, fino ai 220 milioni di anni fa circa.

La storia geologica di questa parte delle Dolomiti ha risentito pesantemente dell'evoluzione tettonica che ha coinvolto le aree di deposizione sia prima, che durante, che dopo la deposizione delle formazioni trattate. Per prima cosa infatti ha risentito della tettonica permiana, che ha dato origine ad un ambiente ad alti e bassi, tipo *graben*. Questo assetto strutturale è responsabile sia dei cambiamenti di facies, presenti all'interno delle Arenarie della Valgardena, sia dei differenti spessori che la Formazione a *Bellerophon* presenta nell'area dolomitica.

Nel Triassico, invece, il regime tettonico è cambiato, da prettamente distensivo, si è passati ad un regime trascorrente, a tratti traspressivo e trastensivo, che è stato una delle possibili cause, unito a variazioni eustatiche, dell'estrema variabilità di facies riscontrabile all'interno della Formazione di Werfen, la quale presenta facies bacinali seguite da facies di spiaggia e da episodi di esposizione subaerea. Tale regime tettonico è stato anche, in parte, responsabile degli altri maggiori cicli sedimentari di III° ordine riscontrati sia nella Formazione di Werfen, che nelle formazioni medio triassiche. Dall'episodio di esposizione subaerea, che ha portato lo stabilirsi di condizioni continentali in gran parte dell'area dolomitica e alla deposizione del Conglomerato del Piz da Peres; fino al successivo approfondimento generalizzato dell'area di Agordo, che è stato la causa della messa in posto di parecchi metri di successioni marine, prima prossimali (Fm del Serla inferiore) e poi più distali e profonde (Fm di Collalto, Fm. di Dont, Fm. del Monte Bivera, Fm. dell'Ambata e Fm. di Livinallogno).

Ma la tettonica ha avuto un ruolo centrale anche nell'evoluzione post-deposizionale della zona di Agordo. I grandi sovrascorrimenti che hanno portato all'attuale assetto tettonico dell'area Dolomitica, nella zona di Agordo sono responsabili sia del già citato contatto tra basamento metamorfico e terreni permo-triassici, sia di numerosi episodi a meccanica

fragile e duttile che interessano larga parte dell'area rilevata. Ad esempio sono responsabili dei raddoppiamenti che coinvolgono la Formazione di Werfen e che interessano tutto il versante occidentale dell'area, quello compreso tra Voltago Agordino e Taibon Agordino. Ma sono responsabili anche di numerosi fagliamenti che rendono assai instabili i terreni dei versanti intorno ad Agordo, e anche della verticalizzazione delle formazioni affioranti lungo la Val di Frela, che coinvolgono maggiormente la Formazione di Livinallongo.

Di particolare interesse è infine l'evoluzione pliocenico-quadernaria della zona. Quest'area, infatti, si differenzia da gran parte del resto delle Dolomiti, per la presenza di numerosi depositi che hanno permesso studi di dettaglio degli eventi post-orogenetici.

Sono stati ad esempio individuati, nell'area agordina, fondovalli a varie quote, 1100 m, 750 m e 680 m s.l.m., tutti ascrivibili ad eventi a carattere sostanzialmente fluviale o fluvio-glaciale, precedenti al periodo dell'ultimo massimo glaciale locale (*LGM*), che nell'area dolomitica corrisponde alla glaciazione wurmiana.

In particolare sono stati descritti alcuni depositi cementati, sia provenienti dalla valle di Voltago, che depositati direttamente dal Cordevole, che possono permettere di fare delle ricostruzioni della paleogeografia pliocenica della Conca di Agordo.

Il rilevamento si è poi concluso suddividendo i depositi continentali pliocenico-quadernari, osservati e descritti in campagna, in unità a limiti inconformi, secondo i più aggiornati ed innovativi criteri per il rilevamento dei depositi continentali introdotti dalla Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana. Si è quindi proceduto alla suddivisione e alla datazione relativa e, a volte, assoluta dei depositi continentali cartografati, suddividendoli in Sintemi e subsintemi ed inserendo un colore diverso per ogni Sintema descritto.

9. Bibliografia

- ASSERETO R., 1971, "Die *Binodosus*-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze". Sitz. O. Akad. Wiss. m.n. kl. **179**. 25-53.
- ASSERETO R., BRUSCA C., GAETANI M. & JADOUL F., 1977, "Le mineralizzazioni Pb-Zn nel Triassico delle Dolomiti. Quadro GEologico e interpretazione genetica." L'Ind. Mineraria. **28**. 367-402.
- BALINI M. & NICORA A., 1998, "Conodonts from the Pelsonian-Illyrian Section of Dont (Zoldo Valley, Belluno)". Giorn. Geol. **49**. 260-267.
- BLENDINGER W., 1983, "Anisian sedimentation and tectonics of the M.Pore - M.Cerera area (Dolomites)". Riv. Ital. Paleont. Strat. **89**. 175-208.
- BOSELLINI A., 1991, "Geology of the Dolomites. An introduction". Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization.
- BOSELLINI A., NERI C. & STEFANI M., 1996, "Geometrie deposizionali e Stratigrafia fisica a grande scala di piattaforme carbonatiche triassiche". Società Geologica Italiana. **78° Riunione Estiva**.
- BOSELLINI A., NERI C. & STEFANI M., 1996, "Introduzione alla Geologia delle Dolomiti". Società Geologica Italiana. **78° Riunione Estiva**.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & NERI C., 1983, "La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti Occidentali: sedimentologia e biostratigrafia". Riv. Ital. Paleont. **88**. 501-598.
- 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 Lavarado (Dolomiti orientali)". Riv. It. Pal. Strat. **87**. 371-510.
- CASSINIS G. & NERI C., 1992, "Sedimentary and palaeotectonic evolution of some Permian continental basins in the central Southern Alps, Italy." Cuadernos de Geologia Iberica. **16**. 145-176.
- CASSINIS G., AVANZINI M., CORTESOGNO L., DALLAGIOVANNA G., DI STEFANO P., GAGGERO L., GULLO M., MASSARI F., NERI C., RONCHI A., SENO S., VANOSSI M. & VENTURINI C., 1998, "Synthetic upper Paleozoic correlation charts of selected Italian areas". Atti Tic. Sc. Terra. **40**.

- CASTELLARIN A., CAPUTO R., SELLI L., PICOTTI V. & CANTELLI L., 1996, "Evoluzione Tettonica delle Dolomiti e della Valsugana". Società Geologica Italiana. 78° Riunione Estiva.
- DE ZANCHE V., FRANZIN A. & GIANOLLA P., 1992, "The Piz da Peres section (Valdaora - Olang, Pusteria Valley, Italy). A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites". *Eclogae geol. Helv.* 85/1. 127-143.
- DOGLIONI C., 1986, "Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy)". *Journal of Structural Geology*. vol. X.
- FARABEGOLI E. & PERRI M.C., 1998, "Middle Triassic conodonts at the Pelsonian/Illyrian boundary of the Nosgieda section (Southern Alps, Italy)". *Giorn. Geol.* 60. 268-274.
- FARABEGOLI E., JADOUL F. & MARTINES M., 1985, "Stratigrafia e paleogeografia anisiche delle Alpi Giulie occidentali (Alpi Meridionali - Italia)". *Riv. It. Pal. Strat.* 91. 147-196.
- FRIZ C. & VILLI V., 1993, "L'Antico Lago di Agordo". *Memorie di Scienze Geologiche.* 45.
- FRIZ C., VILLI V. & TURRINI M. C., 1995, "The Holocenic Evolution of a Stretch of an Eastern Italian Alpine Valley". *Earth Surface Processes and Landforms.* 20. 747-757.
- FURLANIS S., 2000, "Studio Geomorfologico Applicato dell'Unità di Frana del Monte Ganda-Ganderberg". Tesi di Laurea.
- GAETANI M., FOIS E., JADOUL F., NICORA A., 1981, "Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy)". *Marine Geol.* **44**. 25-57.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P., 1998, "Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (Northern Italy): definition of sequences and basin evolution". *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication.* n°60.
- JADOUL F. & NICORA A., 1979, "L'assetto stratigrafico-paleogeografico del Trias medio-superiore della Val d'Aupa (Carnia Orientale)". *Riv. It. Pal. Strat.* 85. 1-30.
- LEONARDI P., 1938, "Geologia dei monti di Zoldo e territori circostanti (Dolomiti orientali)". *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova.* **17**.
- LEONARDI P., 1967, "Le Dolomiti, geologia dei monti tra Isarco e Piave".
- MASSARI F., 1986, "Some thoughts on the Permo-Triassic evolution of the South-Alpine area (Italy)". *Mem. Soc. Geol. It.* 34.

- MOJSISOVICS E.V., 1879, "Die Dolomitriffe von Sudtiröl und Venetien. Beitrage zur Bildungsgeschichte der Alpen". Holder, Wien.
- NERI C., GIANOLLA P., FURLANIS S., CAPUTO R., BOSELLINI A., 2007, "Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 29 Cortina D'Ampezzo".
- OGILVIE GORDON M., 1934, "Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore". J. d. Geol. Bundesanst. Bd. **84**. 59-215.
- PIA J., 1937, "Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol".
- PICOTTI V. & PROSSER G., 1987, "Studio geologico dell'area compresa tra Lozzo di Cadore e il gruppo delle Marmarole (Dolomiti, Alpi Meridionali)". Giorn. Geol. 49. 33-50.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E., 1978, "Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti Sudorientali)". Mem. Soc. Geol. It. 18.
- POLLINI M., 1998, "Tesi di Laurea". Università degli Studi di Ferrara.
- POSENATO R., 1988, "The Permian-Triassic boundary in the Western Dolomites, Italy. A Review and Proposal". Annali dell'Università di Ferrara. 1. 30-51.
- ROSSI D., 1964, "Introduzione allo studio degli Strati di Livinallongo della regione dolomitica; caratteristiche sedimentologiche delle ritmiti siliceo-calcaree". Rend. Acc. Naz. Lincei. **38**. 6-18.