

## STRATIGRAFIA E PALEOGEOGRAFIA ANISICHE DELLE ALPI GIULIE OCCIDENTALI (ALPI MERIDIONALI - ITALIA)

ENZO FARABEGOLI<sup>o</sup>, FLAVIO JADOUL\* & MARCO MARTINES\*

*Key-words:* Stratigraphy, Paleogeography, Paleotectonics, Triassic, Anisian, Southern Alps, Friuli, Italy.

*Abstract.* Stratigraphic and sedimentologic studies of the Anisian sediments outcropping in North West Friuli allowed the reinterpretation of the stratigraphic sequence and the reconstruction of the paleogeographic and structural evolution of this area.

Local informal stratigraphic units have been recognized in the Anisian sequence along with units which were already described in the Dolomites and Carnia. In particular detailed studies of the stratigraphy of the terrigenous facies of the Braies Group (Ugovizza Breccia and Buchenstein Fm. *p.p.* AA.) were carried out, allowing the identification of some formational units: the Rio Senata Conglomerate, the Dont e M. Bivera formations, the Ugovizza Breccia s. s. and the Rio Gelovitz Sandstones. The lithostratigraphic units are arranged in three tectono-sedimentary cycles of the second order, pointed out in Fig. 13 as: a) Upper Scythian - Lower - (?) Upper Anisian (Pelsonian); b) Upper Anisian (Pelsonian - Lower Illirian); c) Upper Anisian (Upper Illirian) - Lower Ladinian. The uppermost is a composite one cycle (c1, c2).

The paleogeographic and structural evolution of the studied area was almost undisturbed up to the base of the Upper Anisian. Then, all through the Upper Anisian, repeated tectonic movements caused the breaking up of the peritidal carbonate platform (Lower Serla Formation), with the emersion of the northern part of the area which formed a E-W oriented ridge (Anisian Paleocarnic Ridge) characterized by terrigenous fluvial deposits. This ridge was bordered to the South by a X, Y, Z (Irving) depositional system. Delta fans fedded the terrigenous sediments into the carbonatic-terrigenous lagoonal depressions oriented E-W; a carbonatic bank (Upper Serla Formation) separated the lagoons from a shallow pelagic environment (Dont Formation) (Fig. 8, 9). The great terrigenous input along with tectonic movements inhibited the development of the carbonate platform, which consequently shows a poor thickness in the whole studied area (Fig. 7). This paleogeographic setting continued with minor variations all through the Upper Anisian. The most important are represented by: 1) the breakdown of the ridge in the Lower Illirian; two parts were formed, separated by a oriented NNE narrow arm of sea; 2) the depth of the southern basin increased in the Upper Illirian and it assumed the character of a turbiditic basin; 3) a very intense volcanic activity on the ridge in the Upper Illirian.

The Anisian paleostructural setting of the area had to be inferred by the arrangement of the isopic belts and by the paleogeographic studies. The orientation of the main tectonic lines was W 10° - 20° N; these lines separated the emerged ridge from the basinal and lagoonal depressions. Tectonic lines oriented

<sup>o</sup> Istituto di Geologia e Paleontologia, via Zamboni 67, 40127 Bologna, Italy.

\* Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano, via Mangiagalli 34, 20133 Milano, Italy.

— Lavoro eseguito nell'ambito dei programmi di ricerca MPI 60% 1981-83 (E. Farabegoli) e del Centro di Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali di Milano (F. Jadoul).

NE, N 10° W and NW separated the Pontebba Ridge from the Tarvisio Ridge during the Illirian and also determined the position of the terrigenous distributory systems.

Comparative studies of the Anisian facies outcropping northward and southward of the Fella — Sava alpine regional tectonic line, along with the development of paleogeographic maps, allowed the better understanding of the alpine kinematic in this area. The Fella — Sava line seems to be mainly a reverse fault drawing closer the Anisian facies in a N—S direction. The relative position of the small sized sedimentary bodies let us to affirm that no strike slip movements with significant displacements (more than 1–2 km) is superimposed to a vertical displacement of about 1 km.

### Introduzione.

L'area in esame si ubica nel Friuli nord-orientale e comprende l'intero versante sinistro del F. Fella (V. Canale) a monte di Dogna, gli intorno di Pontebba, la porzione superiore della Val d'Aupa e gli intorno di Tarvisio (Fig. 1).

L'area rientra in gran parte nel Foglio Pontebba (Desio, 1925; Gortani & Desio, 1925, 1927), che raggruppa i terreni anisici in unità cronostratigrafiche, ed in parte nel Foglio Tarvisio (Assereto et al., 1968), rilevato secondo criteri litostratigrafici. Complessivamente sono stati pochi i lavori specifici sulla stratigrafia triassica del Pontebbano (Selli, 1963 a, b). Solo recentemente il settore più occidentale è stato oggetto di studi dettagliati a carattere stratigrafico-paleogeografico e cartografico (Jadoul & Nicora, 1979; Bianchin et al., 1980; Fois & Jadoul, 1983).

Lo studio della regione a meridione del F. Fella è stato facilitato dalla moderata tettonizzazione alpina, che ha permesso di rilevare numerose successioni stratigrafiche pressochè complete, e comunque sufficienti a fornire un quadro tridimensionale attendibile dei rapporti stratigrafici. Nell'area settentrionale invece l'intensa tettonizzazione e gli scarsi affioramenti hanno consentito di rilevare un numero decisamente inferiore di sezioni, spesso incomplete. Per ragioni grafiche sono state rappresentate (Fig. 13) solamente le colonne stratigrafiche più significative, pari a circa la metà delle sezioni rilevate (Fig. 1). Di tutte si è tenuto conto per la costruzione degli schemi dei rapporti stratigrafico-strutturali e delle carte paleogeografiche.

### Assetto tettonico.

L'area, oggetto di numerose indagini in passato, è strutturalmente molto interessante, e presenta tuttora problematiche aperte e dibattute. Essa si ubica sul margine settentrionale delle Alpi Giulie, a contatto diretto con la *Catena Carnica* (o *Paleocarnica* secondo Selli, 1963 a, b). Questi settori sono separati da una importante linea tettonica, nota come Linea Fella — Sava, che decorre in senso est-ovest lungo i fondovalli dei T. Pontebbana e Canale (Fig. 1), con giacitura subverticale. Questa Linea è costituita da due o più faglie vicarianti, che interessano soprattutto il margine meridionale della copertura triassica della Paleocarnica. La porzione pontebbana della Linea è stata interpretata da Fra-

scari et al. (1981) come subverticale inversa. Venturini (1981) considera il segmento tarvisiano della Linea come una piega-faglia, analogamente a quanto già osservato da Gortani & Desio (1925). Carulli et al. (1982) e Carulli, Frascari & Semenza (1982) segnalano, in aggiunta ad un rigetto verticale di 700 m, una trascorrenza destra, sulla base soprattutto di evidenze morfologiche.

I due settori messi a contatto dalla Linea Fella – Sava nell'area pontebbana sono estremamente diversi sia per l'assetto strutturale (Selli, 1963 a, b), sia per la paleogeografia mediotriassica (Fois & Jadoul, 1983). In particolare, prescindendo dalle deformazioni pretriassiche, il tettonismo alpino ha agito più intensamente nel settore a settentrione della Linea. La successione triassica qui affiorante, di natura essenzialmente carbonatica ed omogenea, è intensamente fratturata, scomposta in più scaglie separate da lineazioni disgiuntive orientate E–O o ONO–ESE. Verso nord essa si accavalla sul basamento paleozoico lungo la Linea di scollamento M. Salinchiet – Acomizza (Frascari et al., 1981; Fois & Jadoul, 1983). La dislocazione risulta più tardiva dei sistemi di linee tettoniche orientati E–O, NE–SO e NO–SE i quali, soprattutto sul bordo meridionale della Catena, presso la Linea Fella – Sava, hanno carattere distensivo (Jadoul & Nicora, in preparazione). Una particolare menzione meritano le linee a lungo decorso del sistema NO–SE (Camporosso – Tropolak, R. Bianco, R. Malborghetto, M. Cervo – M. Cit – Bagni di Lusnizza), le quali, oltre a contenere piccole scaglie di unità paleozoiche, e a decorrere quasi indisturbate inserendosi nella Linea Fella – Sava con angoli variabili da 20° a 35°, sembrano avere anche

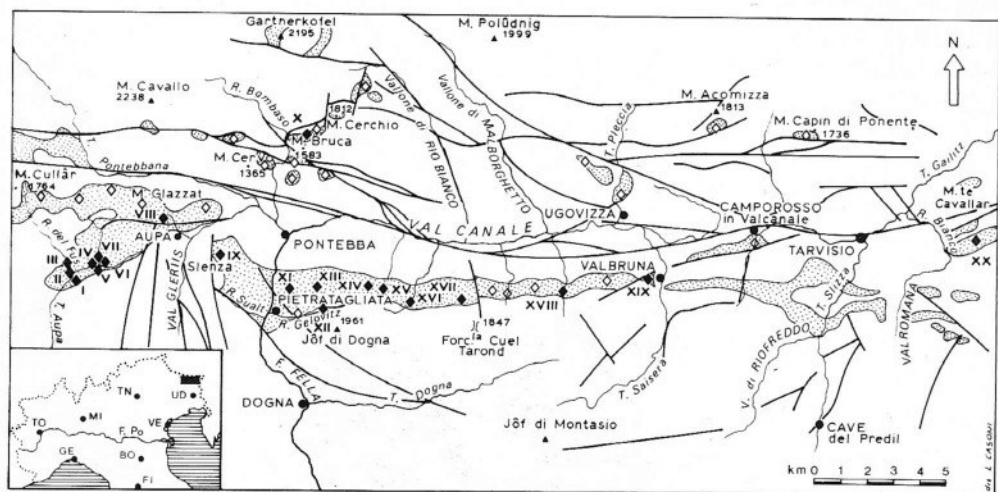


Fig. 1 – Ubicazione dell'area studiata; principali affioramenti dei terreni anisici (in puntinato); principali linee tettoniche alpine disgiuntive (linee più marcate); ubicazione delle sezioni stratigrafiche misurate (rombi vuoti) e di quelle illustrate nello schema stratigrafico di Fig. 13 (rombi pieni).

rigetti orizzontali. La loro messa in posto potrebbe essere legata alla sovrapposizione regionale della fase deformativa dinarica.

Diverso e più semplice risulta l'assetto tettonico del settore immediatamente a meridione della Fella — Sava. La struttura alpina, con disposizione locale monoclinale immergente a SSO, costituisce il fianco settentrionale di una vasta quanto blanda sinforme (Desio, 1925), delimitata a meridione dalla Linea della Val Resia (Frasconi & Vai, 1981). La struttura è dislocata variamente dai sistemi di faglie NO—SE e NE—SO, in genere subverticali e localmente ancora attivi (Frasconi et al., 1981) e con rigetto orizzontale. Da segnalare inoltre il sistema NO—SE di Rio Salt — Val Dogna (Bianchini et al., 1980) che prosegue in Val Gleris, in forma di una faglia inversa immergente a NE, caratterizzata anche da rigetto orizzontale.

## STRATIGRAFIA

L'assetto stratigrafico mediotriassico dell'area è particolarmente complesso nei dettagli, a causa dell'attività tettonica sin-sedimentaria che ha favorito rapide transizioni di facies sia in ambiente continentale sia in ambiente marino. L'esperienza acquisita nello studio di altre aree del Sudalpino suggerisce di evidenziare in fase di analisi, e per il lavoro cartografico, un numero elevato di unità litostatigrafiche, attribuendo loro un nome informale. Questo metodo di lavoro produce tuttavia una proliferazione indesiderata della nomenclatura, che talvolta è di ostacolo per la rapida comprensione dell'evoluzione sedimentaria del bacino. In questi casi è più opportuno usare come strumento di sintesi litostatigrafica i *Cicli sedimentari*.

Abbiamo inoltre descritto brevemente i processi e l'ambiente (i) deposizionali di ciascuna unità, pur non potendo presentare tutti i dati a sostegno delle interpretazioni, difficilmente inseribili in modo analitico in un lavoro con questo taglio, ma solo sintetizzati nelle colonne stratigrafiche. Nella Fig. 13 e nello schema dei rapporti stratigrafici di Fig. 7 le unità stratigrafiche sono state indicate con le lettere A — P.

I dati biostratigrafici fondamentali sono contenuti nel testo; quelli dettagliati, insieme con la descrizione delle litofacies principali, sono elencati nella Tab. 1.

### Cicli tettonico — sedimentari.

Per una maggiore comprensione degli argomenti trattati, è bene chiarire che per *Ciclo sedimentario* intendiamo "un corpo sedimentario compreso in una fase trasgressiva—regressiva, senza alcun riferimento a problemi di ordine

gerarchico e di scala" (cf. Mutti, 1978; Farabegoli & Viel, 1981). Come *Ciclo tettonico-sedimentario* intendiamo invece un ciclo sedimentario la cui evoluzione fu condizionata prevalentemente dalla tettonica. E' possibile classificare i cicli sedimentari secondo un ordine gerarchico se si considera il *Bacino di sedimentazione* come l'unità spazio-temporale di riferimento. Seguendo i criteri proposti da Farabegoli & Viel (1981) distingueremo quindi fra: 1) Cicli di I ordine, compresi tra facies continentali - paraliche a diffusione suprabacinale; 2) cicli di II ordine, compresi fra facies continentali - paraliche intrabacinali. Un criterio geometrico simile è stato usato recentemente da Kingston et al. (1983) nell'ambito di una classificazione globale dei bacini sedimentari; essi hanno indicato come cicli maggiori quelli limitati da superfici di trasgressione e di regressione su almeno la metà del bacino.

Nel caso in esame si tratta ovviamente di un «paleobacino», variamente dislocato dalla tettonica alpina, e la sua delimitazione presenta margini di incertezza. Complessivamente esso sembra corrispondere abbastanza bene con l'area occupata dal Sudalpino. I limiti occidentale e nord-occidentale sono tettonici e coincidono con la Linea Insubrica. Il limite paleogeografico nordorientale corrisponde con la Dorsale Paleocarnica. Il limite paleogeografico meridionale è costituito da un allineamento di alti strutturali triassici, sepolti nella Pianura Padana Settentrionale (AGIP, 1977; Pieri & Groppi, 1981).

La successione anisica dell'area carnica-fruilana fa parte di tre cicli sedimentari di II ordine, già inquadrati da Farabegoli & Viel (1981) in un ciclo tettonico-sedimentario di I ordine, compreso tra il Permiano medio-sup. ed il Carnico medio.

I tre cicli di II ordine, rappresentati con le lettere (a), (b) e (c) nello schema di Fig. 13, sono composti dalle seguenti unità stratigrafiche:

(a): Formazione di Werfen p.p. e Fm. del Serla Inferiore. L'età è compresa fra lo Scitico sup. e l'Anisico sup. e forse localmente solo l'Anisico inf.

(b): Conglomerati di Rio Senata, Fm. di Agordo, Fm. del Serla Superiore, Fm. di Dont, Fm. del M. Bivera, Breccia di Ugovizza p.p. e Torbiditi d'Aupa p.p. L'età è riferibile all'Anisico sup. (Pelsonico-Illirico sup. p.p.).

(c): Breccia di Ugovizza s.l. p.p., Calcari di Pontebba, Torbiditi d'Aupa p.p., Gruppo di Buchenstein p.p., Fm. del Contrin, Dolomia dello Schlern. Questo ciclo è scomponibile in due cicli minori (di III ordine), ben riconoscibili e cartografabili nell'area pontebbana, indicati nella Fig. 13 rispettivamente con le sigle c1 e c2. L'età è riferibile all'Anisico sup. (Illirico sup.) -Ladinico inf.

Questa suddivisione differisce in parte da quella proposta recentemente per le Dolomiti Occidentali da Brandner (1984), che ha posto il limite superiore del più antico grande ciclo permiano-triassico in corrispondenza dell'Illirico sup.

## Le unità stratigrafiche.

### A) Gruppi di Auernig e di Rattendorf: Carbonifero — Permiano inf.

Questa potente ed eterogenea unità affiora unicamente in corrispondenza del crinale carnico di confine, ove localmente (settori dei monti Bruca e Cerchio) è in contatto stratigrafico con le *Brecce basali* — Breccia di Ugovizza dell'alto strutturale della Dorsale Carnica (Fois & Jadoul, 1983).

Litologicamente la successione è costituita da un'alternanza di quarzareniti in strati di 30–100 cm, che localmente formano pacchi di strati da metrici a pluridecametrici, banchi conglomeratici ad elementi arrotondati con dimensioni centimetriche — decimetriche composti da prevalente quarzo ialino, calcareniti grigio—scure bioclastiche e calcari micritici scuri con Alge Filloidi, Dasycladacee, Fusulinidi, Foraminiferi e Briozoi (Pasini, 1963, 1965; Homann, 1969; Flügel, 1977). L'età degli orizzonti sommitali della serie affiorante è riferibile secondo Fois & Jadoul (1983) al Permiano; tuttavia l'intensa tettonizzazione medio—triassica e l'erosione differenziale avrebbero messo in contatto con le *Brecce basali* anisiche varie unità del Gruppo di Auernig e forse lo stesso Gruppo di Rattendorf.

### B) Formazione di Werfen: Scitico.

Quest'unità presenta un interesse marginale per lo scopo di questo lavoro, e pertanto non è stata esaminata in dettaglio. L'unità è stata esaminata in particolare solamente al M. Cavallar (Fig. 13 XX), ubicato nel settore orientale dell'area, e solo per la parte immediatamente sottostante le unità anisiche. Si sono utilizzati inoltre alcuni dati ricavati da osservazioni personali sparse.

Al M. Cavallar la parte superiore dell'unità è composta da prevalenti packstones oolitici — fossiliferi rossi, in pacchi di strati con spessore centimetrico—decimetrico, lenticolari discontinui, separati da superfici inclinate a basso angolo, alternate a subordinate peliti siltose. Questo intervallo è riferibile dubitativamente al Membro dell'Oolite a Gasteropodi.

Nel Pontebbanò, a meridione della Linea Fella — Sava, l'unità affiora completa di tutti gli otto termini litostratigrafici che la caratterizzano in Dolomiti (cf. Farabegoli & Viel, 1982; Broglio Loriga et al., 1983), ed è sovrastata direttamente dalla Fm. del Serla Inferiore. A nord della Linea Fella — Sava e nel Tarvisiano invece l'unità è stata parzialmente o completamente erosa, in seguito alle ripetute fasi di emersione medio—triassiche. Fa eccezione in questo senso l'area di Ugovizza, ove l'unità è completa e coperta in continuità dalla Fm. del Serla Inferiore.

### C) Formazione del Serla Inferiore: Anisico inf. — ?superiore.

Si tratta di un'unità essenzialmente carbonatica dolomitica, fittamente

stratificata, con ampia diffusione areale nel Sudalpino. Le finalità di questo studio, che coinvolgono solo marginalmente questa formazione, hanno indotto gli scriventi a presentare una versione semplificata della litostratigrafia locale dell'Anisico inferiore. Si sono infatti raggruppate in quest'unità anche le sottostanti ed eteropiche facies della Fm. di Lusnizza (Assereto et al., 1968), secondo lo schema stratigrafico proposto originariamente da Pia (1937) per la definizione della *Unterer Sarldolomit* dell'area di Braies.

L'unità è costituita da due membri informali, sovrapposti in quest'area, ed in eteropia di facies su scala regionale.

Il Membro Inferiore corrisponde alla Fm. di Lusnizza *sensu* Assereto et al. (1977), Jadoul & Nicora (1979), Bianchin et al. (1980). Litologicamente è composto di dolomie e calcari dolomitici grigi, ben stratificati, organizzati in ciclotemi peritidali regressivi (micriti – dismicriti – breccie intraformazionali), alternati a sporadici strati argillosi millimetrici. Nei settori più orientali (R. Poludnig) presenta numerose interdigitazioni con le facies calcaree del Membro Superiore. Lo spessore varia da 150 a circa 350 metri.

Il Membro Superiore corrisponde alla Dolomia del Serla Inferiore *sensu* Assereto et al. (1977). Comprende un'alternanza di calcari e calcari dolomitici grigio-scuri, micritici, intraclastici – pellettiferi, e stromatolitici planari, con strutture da contrazione ed esposizione subaerea (*fenestrae*). Localmente sono presenti nella parte sommitale lenti metriche di breccie grossolane intraformazionali con matrice argilloso-marnosa (Clap Forat, Fig. 13 XI) e più raramente livelli con oncoidi ed Alghe *Dasycladaceae* (M. Acomizza), forse già riferibili alle unità sovrastanti. Lo spessore di questo membro varia da 60 a 80 metri.

Interpretazione paleoambientale. L'ambiente di sedimentazione dell'unità è riferibile complessivamente ad una estesa piana di marea carbonatica pericontinentale.

La sedimentazione del Membro Inferiore avvenne prevalentemente nella fascia inter-supratidale, a causa di una generale fase regressiva che nell'area ebbe uno spiccato carattere tettonico. Si andò gradualmente evidenziando una differenziazione topografica, caratterizzata da modesti dislivelli e da pareti di faglia accanto alle quali si accumulava il detrito di falda carbonatica. Durante i periodi di maggior piovosità i clasti venivano rimossi e distribuiti sulla piana di marea ad opera di debris flows sia non confinati sia incanalati, o in forma di tempestiti ad opera del moto ondosio.

La sedimentazione del Membro Superiore avvenne in prevalenza nella fascia supratidale, in corrispondenza di una fase trasgressiva-regressiva. La parte superiore risentì infatti in modo spiccato della fase regressiva che chiuse il I ciclo sedimentario di II ordine. L'ambiente divenne prima inter-supratidale, quindi comparvero i primi apporti terrigeni provenienti dalla Dorsale Paleocarnica in fase di sollevamento. Il terrigeno, forse convogliato lungo gli stessi canali

che drenavano la piana tidale che bordava a meridione la Dorsale in fase di sollevamento, sedimentò anche nel sistema di piccole lagune adiacenti. Successivamente anche i margini e forse porzioni interne del tidal flat si sollevarono decisamente, e localmente l'erosione si approfondì fino ad intaccare anche il substrato paleozoico.

#### **Gruppo di Braies:** Anisico—Ladinico inf.?

Ci sembra possibile ed utile confermare ed estendere anche a quest'area l'uso del termine *Gruppo di Braies*, per indicare un'unità litostratigrafica composta, costituita dai sedimenti terrigeni e terrigeno-carbonatici (con l'esclusione delle piattaforme carbonatiche) depositati in seguito alle fasi diastrofiche anisiche. E' compresa stratigraficamente fra un substrato paleozoico-triassico differenziato nelle varie aree ed il Gruppo di Buchenstein o una piattaforma carbonatica al tetto.

L'unità, proposta da Pia (1937) per l'area di Braies, ed emendata da Bechstädt & Brandner (1970), è stata ridefinita da Pisa et al. (1979) che ne hanno esteso l'uso fra la Val d'Adige e il Tarvisiano. De Zanche & Farabegoli (1982) l'hanno proposta anche per la Lombardia ed il sottosuolo padano. Successivamente è stata utilizzata in Sudalpino anche da Brandner & Mostler (1982) e Blendinger (1983). In Val d'Aupa questo Gruppo coincide con il *Terrigeno Anisico* di Jadoul & Nicora (1979).

Lo spessore del Gruppo varia enormemente nell'area esaminata, da pochi metri ad oltre 550 m nei pressi di Pietratagliata. Complessivamente l'unità è composta da varie Formazioni, Membri ed unità minori con diffusione locale. Per quanto possibile si è cercato di mantenere la nomenclatura proposta per le aree vicine; in alcuni casi tuttavia, in attesa di una ridefinizione complessiva della litostratigrafia anisica, si è preferito usare una nomenclatura informale.

Il Gruppo di Braies è composto dalle seguenti unità: Conglomerati di Rio Senata, Fm. di Agordo, Fm. di Dont, Fm. del M. Bivera, Breccia di Ugovizza, Calcari di Pontebba e Torbiditi d'Aupa. Lateralmente il Gruppo si interdigita completamente con le piattaforme carbonatiche della Fm. del Serla Superiore e della Fm. del Contrin e localmente con la Dolomia dello Schlern. Alla base inoltre si indenta in piccola parte con la Dolomia del Serla Inferiore (v. Fig. 2).

#### **D) Conglomerati di Rio Senata:** Anisico inf.? — sup. (Pelsonico).

Indichiamo con questo nome una sottile unità terrigena a geometria lenticolare discontinua, spesso al massimo 35 m, che giace con contatto forse graduale sulla Fm. del Serla Inferiore, ed è coperta ed in parte si indenta con la Fm. di Agordo e con la Fm. del Serla Superiore. L'unità può essere divisa in



due litofacies sovrapposte: conglomeratica quella inferiore, pelitica quella superiore. Localmente è presente solamente la seconda.

La litofacies conglomeratica è composta da prevalenti brecce e conglomerati poligenici, grigi e grigio-scuri, alternati a subordinati calcari siltosi grigi. Gli strati terrigeni sono a volte lenticolari discontinui, decimetrici, disposti in modo casuale entro la successione; in altri casi formano pacchi amalgamati spessi 4–5 m, sia con base netta ed erosiva ed evidente gradazione interna, sia massivi con base netta ed erosiva a piccola scala. Più in generale però gli strati sono organizzati in sequenze positive spesse meno di 1 metro. Sono frequenti la laminazione incrociata, ondulata e flaser; rara la bioturbazione. Fra i clasti

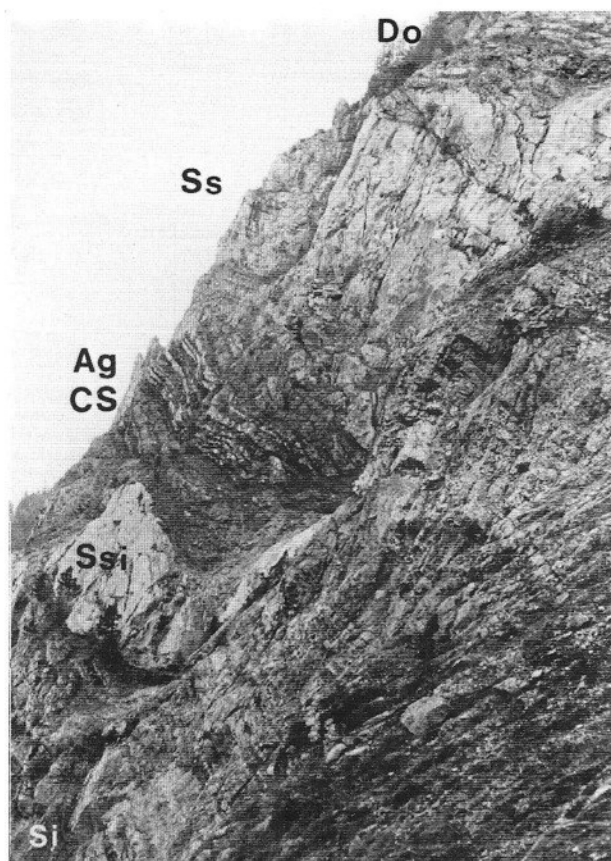


Fig. 2 – Successione anisica di Pietratagliata (versante sinistro del Fella) con alla base la Formazione del Sella Inferiore (Si) e superiormente il Gruppo di Braies (CS = Conglomerati di Rio Senata, Ag = Formazione di Agordo, Do = Formazione di Dont) con due intercalazioni carbonatiche di piattaforma alla Fm. del Serla Superiore (Ss); la litozona inferiore è tipicamente lenticolare e localmente biocostruita (Ssi).

prevalgono dolomicriti grigie e grigio-scure della Fm. del Serla Inferiore, della Fm. di Agordo e del Membro Inferiore della Fm. del Serla Superiore. Del tutto subordinati e limitati ad alcuni areali (Clap Forat) sono i clasti di quarzo ialino provenienti dalle unità paleozoiche della Dorsale Paleocarnica (Tab. 1).

Possono essere riferite a questa unità anche le lenti di conglomerati carbonatici intercalati fra la Fm. del Serla Inferiore e la Fm. del Serla Superiore affioranti al M. Cullar, a nord della Val d'Aupa.

La litofacies pelitica è composta da prevalenti marne, siltiti, calcari e calcari marnosi con intercalati subordinati livelli di breccie e conglomerati, con colore variabile dal grigio scuro al nocciola. Lo spessore degli strati è compreso fra 1 e 30 cm. La stratificazione è per lo più piano-parallela, ma non sono rare le stratificazioni flaser, ondulate e lenticolari. Solo nel Rio Granuda si osservano livelli con colorazione rossastra. Sono presenti inoltre livelli ricchi di Lamelli-branchi pelagici e Radiolari.

Complessivamente l'unità sembra correlabile col *Mittlere Peresschichten* p.p. di Bechstädt & Brandner (1970) e coi *Conglomerati di Voltago* di Pisa et al. (1979).

L'età pelsonica dell'unità sembra indicata dalla tipica associazione ad Alge che caratterizza la sovrastante ed in parte eteropica Fm. del Serla Superiore (Jadoul & Nicora, 1977; Farabegoli & Levanti, 1982).

**Interpretazione paleoambientale.** L'ambiente di sedimentazione dei Conglomerati del Rio Senata è identificabile con una serie di piccoli delta-conoidi che progradavano sulla piana di marea e nelle lagune prospicienti, localmente aperte agli influssi pelagici. Gli apparati deltizi erano sottoposti ad una scarsa rielaborazione ad opera del moto ondoso. Nell'area esaminata sono rappresentati essenzialmente i depositi dei canali rettilinei, di intercanale e solo raramente dei lobi della fronte deltizia.

#### **E) Formazione di Agordo: Anisico sup. (Pelsonico).**

Con questo nome Pisa et al. (1979) hanno indicato un'unità composita che in Dolomiti Sudorientali comprende "quei depositi carbonatici peritidali (laguna algale, barra oolitica, spiaggia, canali di marea) contenenti in varia misura anche i materiali terrigeni derivati dalla prima emersione anisica" (Op. cit., p. 73). Poichè ci sembra che l'uso di questo termine abbia permesso, in un contesto paleogeografico simile a quello in esame, di limitare il proliferare della nomenclatura stratigrafica, esso viene mantenuto anche in questa sede.

Indicheremo pertanto come Fm. di Agordo una sottile unità lenticolare discontinua (0-9 m), costituita da prevalenti calcari grigio-scuro. La stratificazione è per lo più centimetrica (5-10 cm), nodulare; a volte gli strati formano sottili sequenze saldate, in altri casi si alternano calcareniti a sottili strati di pe-

liti. Le microfacies calcaree sono abbastanza diversificate. Prevalgono i packstones intrabioclastici e sono subordinati i grainstones oolitici, i wackestones—mudstones pellettiferi — intraclastici bioturbati e i mudstones fossiliferi con *Lamellibranchi* pelagici. Per una descrizione più dettagliata delle microfacies si rimanda alla Tab. 1 e alla Tav. 5 a, c, d. I limiti dell'unità, nelle poche località in cui si sono potuti osservare, sono gradualmente con i Conglomerati del Rio Senata alla base e con la Fm. del Serla Superiore al tetto.

L'unità è riferibile al Pelsonico sulla base della posizione stratigrafica e delle faune contenute nella sovrastante ed eteropica Fm. del Serla Superiore. Il ritrovamento di *Teutloporella nodosa* Schafhäütl, se confermato, potrebbe portare ad abbassare il limite inferiore di distribuzione verticale di questa specie proposto da Ott (1972).

Stratigraficamente l'unità sembra corrispondere ai Calcari scuri del Framont ed ai Calcari scuri del Coll'Alto delle Dolomiti (Pisa et al., 1979) e ai Calcari della Val Bruna p.p. del Tarvisiano (Assereto in Assereto et al., 1968).

**Interpretazione paleoambientale.** L'ambiente di sedimentazione dell'unità è riferibile complessivamente ad un sistema di lagune abbastanza aperte, comunicanti con una grande baia o con il mare aperto, che permettevano il rapido ricambio delle acque e l'arrivo delle faune pelagiche.

#### **F) Formazione di Dont:** Anisico sup. (Pelsonico).

Questa unità è compresa fra la Fm. del Serla Superiore e la Fm. del M. Bivera ed occupa pertanto sostanzialmente la posizione stratigrafica della Fm. di Dont delle Dolomiti e della Carnia (cf. Pisa, 1974; Farabegoli et al., 1977). Si differenzia però litologicamente da questa per i seguenti motivi: 1) la frazione terrigena, soprattutto negli areali compresi fra la Val Gleris e la Forc. Cuel Tarond o la Val Romana, è costituita da prevalenti ruditi e non da arenarie e peliti; la frazione ruditica diviene però subordinata a quella pelitica ad oriente della Forc. Tarond fino al T. Slizza o in V. d'Apua, ove è pressochè assente; 2) le intercalazioni carbonatiche con fauna pelagica sono rare, sostituite per lo più da peliti di mare basso.

Farabegoli & Levanti (1982) hanno denominato Fm. di Dont una successione che in Carnia Occidentale occupa la medesima posizione stratigrafica ed ha composizione litologica intermedia fra quella dolomitica e quella pontebana.

Per quanto più volte ripetuto nel corso del lavoro, proponiamo di mantenere anche in questo caso il nome di Fm. di Dont, con l'avvertenza che è possibile distinguere, anche cartograficamente, la facies ruditica da quella pelitica.

Ad ovest della Forc. di Cuel Tarond l'unità è formata in prevalenza da brecce extraformazionali e da conglomerati, legati da passaggi gradualmente.

mente (Clap Forat, M. Slenza) (Fig. 13 XI, X) si intercalano calcareniti, micriti siltoso-arenacee e arenarie finissime grigie, in strati cm-dm piano-paralleli o leggermente ondulati, con fitta stratificazione incrociata a piccola scala da onda e da corrente e bioturbazione modesta. Non sono infrequenti sottili strati emipelagici marnoso-siltosi ricchi di Lamellibranchi pelagici e di Radiolari. Nella parte sommitale dell'unità sono presenti numerosi strati di tufiti verdastre a grana anche molto grossolana.

Le breccie extraformazionali sono in strati e banchi per lo più massivi, non organizzati secondo alcun trend deposizionale. I clasti, non classati, hanno dimensioni massime che superano il metro. Al M. Pocet (Fig. 13 XIII) questo intervallo è spesso circa 3,5 m e ricopre la Fm. del Serla Superiore in discordanza angolare di circa  $15^\circ$ ; la superficie di separazione potrebbe rappresentare la parete di un canale o più verosimilmente la scarpata morfologicamente evoluta di una paleofaglia.

I conglomerati si presentano sia in strati e banchi massivi con trend deposizionale mal definibile, sia in strati con gradazione diretta, organizzati secondo sequenze metriche positive. Nel R. Coran si osservano clinostratificazioni inclinate di circa  $30^\circ$  verso SE. I clasti sono per lo più carbonatici, riferibili alla Fm. del Serla Inferiore, alla Fm. del Serla Superiore e alla Fm. di Agordo (v. Tab.1); del tutto subordinato e limitato ad alcuni areali è invece il terrigeno grossolano proveniente dallo smantellamento delle unità paleozoiche.

**Interpretazione paleoambientale.** La sedimentazione avveniva su un fondale marino, posto in media al di sopra del livello di base delle onde, prospiciente una costa alta e morfologicamente articolata. In corrispondenza dello sbocco delle valli si formavano piccoli delta - conoidi, composti da tre fasce principali di sedimentazione. In quella apicale prevalevano depositi in massa del tipo debris flows, in quella intermedia prevalevano i depositi canalizzati, mentre in quella distale si formavano le barre di foce della fronte deltizia. La maggior parte del terrigeno si accumulava nelle aree depocentrali di piccoli bacini limitati da faglie, sufficientemente protetti da impedire la rielaborazione significativa del terrigeno grossolano ad opera del moto ondoso. Localmente tali aree erano profondamente incise da canyons aperti verso meridione che scaricavano il terrigeno in aree profonde, al di sotto del livello di base del moto ondoso, ove poteva sedimentare e preservarsi anche il fango emipelagico.

La morfologia dei clasti indica un trasporto subaereo modesto, valutabile in pochi km o decine di km.

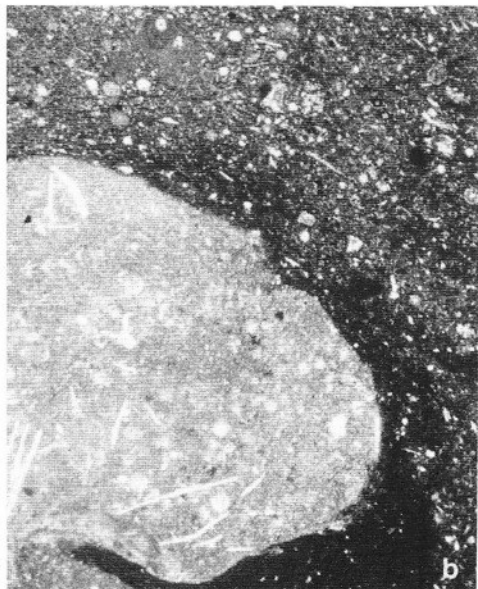
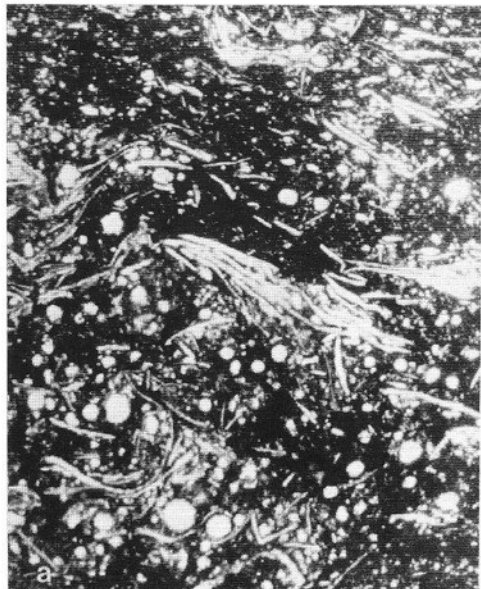
#### **G) Formazione del M. Bivera:** (Illirico sup. (Illirico inf.).)

Quest'unità affiora chiaramente a meridione della Linea Fella - Sava, nel settore occidentale. A nord di tale linea facies simili per posizione stratigrafica

e litologia sono state ritrovate da uno degli scriventi (F. J.) in un lembo isolato nei pressi del Capin di Ponente. Complessivamente l'unità è composta da due litofacies principali, esclusive o alternate, che indicheremo come: a) *facies normale*, b) *facies ruditica*.

La *facies normale* è composta da prevalenti peliti alternate a subordinati mudstones – wackestones fossiliferi (Radiolari, Lamellibranchi pelagici, Echinodermi) (v. Fig. 3a), in sottili strati nodulari, continui e discontinui, con colore rosso, grigio e verde. Nel Rio Glazzat (cf. Jadoul & Nicora, 1979) l'unità, spessa circa 6 m, è compresa fra la Fm. del Serla Superiore alla base e le Torbiditi d'Aupa al tetto; la parte sommitale ha struttura caotica (slumping). Sul versante sinistro della Val Canale questa facies è presente solo fra i Rii Granuda e Rancom con spessore variabile fra 2 e 9 m. Sul Capin di Ponente (Fig. 7) facies normali si intercalano in una sequenza conglomeratica–carbonatica (Jadoul & Nicora, in preparazione); una facies simile affiora a sud della Linea Fella – Sava nei Rii Palug e Ranco.

Nel settore occidentale fino al M. Clap Forat, l'unità è composta da prevalenti breccie e conglomerati poligenici rossastri, in strati di 30–150 cm, alternati a subordinate peliti calcaree rosate e verdine, ricche di Lamellibranchi pelagici. Fra i clasti prevalgono micriti rosate a Radiolari e Lamellibranchi pelagici e



subordinati carbonati attribuibili alle Fm. del Serla Superiore e Inferiore (v. Fig. 3 b). In quest'area l'unità è compresa fra la Fm. del Serla Superiore o la Fm. di Dont alla base e la Breccia di Ugovizza al tetto. Una facies in parte simile è stata descritta da Metzeltin (1973) al M. Tersadia e da Farabegoli & Levanti (1982) in Carnia Occidentale. E' sempre presente e localmente abbondante una frazione vulcanoclastica in forma di tufiti litiche e di cristalli, da fini a molto grossolane, rosse, grigie e verdastre.

Nei Rii del Fus e Glazzat affiora, al tetto della Fm. del Serla Superiore e rispettivamente sotto le Torbiditi d'Aupa e la Fm. del M. Bivera, un orizzonte di condensazione grigio, ricco di ossidi di ferro e di Ammoniti fra cui prevalgono le forme caratteristiche dell'Illirico inf. (Zona a *Paraceratites trinodosus*) (Jadoul & Nicora, 1979). Al Rio Ranco sono stati rinvenuti alcuni esemplari di *Paraceratites* sp. In altre località l'attribuzione biostratigrafica è basata solamente sulla posizione stratigrafica. Non si può escludere tuttavia che almeno una parte della successione in facies conglomeratica sia in realtà leggermente più recente.

**Interpretazione paleoambientale.** L'ambiente di sedimentazione dell'unità è marino pelagico, in un contesto paleotopografico però estremamente articolato. Il generale trend trasgressivo iniziato nel Pelsonico subì infatti una decisa inversione o locali arresti; a causa dell'intensa tettonica le aree marginali furono coperte dalla progradazione degli apparati di delta conoide. Contemporaneamente i paleoalti più esterni, o in posizioni protette rispetto ai principali apporti terrigeni, furono sede di sedimentazione condensata carbonatica – pelitica, localmente anche su fondali posti al di sopra del livello di base delle onde. L'attività tettonica favorì la creazione di profondi dicchi sedimentari e la rideposizione per frana dei materiali sedimentati sui margini. Al M. Poccet, M. Piccolo e Clap Forat il trasporto è avvenuto in massa, attraverso debris flows che hanno coinvolto i sedimenti già litificati, probabilmente in seguito ad una debole fase di emersione.

#### **H) Breccia di Ugovizza** l. s.: Anisico sup. (Illirico inf.? – sup.).

Gortani (1921) ha ridefinito questo termine per indicare l'intera successione terrigena anisica dell'area. Successivamente Selli (1963 a, b) ha utilizzato il nome anche per la Carnia senza modificarne il significato. Assereto (1966) ha indicato con questo nome la successione clastica pelsonica – illirica affiorante fra la Carnia e il Tarvisiano. Lagny (1974) ha riferito le facies conglomeratiche della Carnia Occidentale rispettivamente all'Anisico inf. e al Ladinico inf. Assereto & Pisa (1978) nella stessa area hanno diviso l'unità terrigena in due parti, denominate informalmente Breccia di Ugovizza I e II, riferendole rispettivamente al Pelsonico e all'Illirico sup. Jadoul & Nicora (1979) hanno indicato

come Breccia di Ugovizza un'unità conglomeratica compresa fra la Fm. del Serla Superiore e le Torbiditi d'Aupa, affiorante al M. Cullar, a sud della Linea Fella — Sava. Cros (1980) ha segnalato nella serie di M. Piccolo (area in esame) brecce e tufiti di età Anisico sup. e forse Ladinico basale. Inoltre Cros (1982) ha segnalato un livello ignimbrico nella successione ruditica dell'Anisico sup. (*conglomerati «d'Ugovizza»*) del Gartnerkofel. Farabegoli & Levanti (1982) hanno emendato nuovamente il termine, limitandone l'uso alle facies ruditiche — arenacee dell'Illirico sup., localmente ricche di tufi grossolani. Fois & Jadoul (1983) hanno denominato Breccia di Ugovizza un intervallo terrigeno — carbonatico compreso fra il basamento paleozoico ed i Calcari di Pontebba dell'Illirico inf.—sup.

Come risulta chiaramente da questa breve rassegna bibliografica, il termine Breccia di Ugovizza non ha mantenuto nel tempo un significato univoco, ma è stato usato per indicare intervalli stratigrafici ampi o ristretti, in funzione sia dell'area esaminata sia dell'esperienza e non ultimo della scuola di provenienza degli Autori.

In questo lavoro noi useremo il termine *Breccia di Ugovizza* l.s. nel senso più ristretto fra quelli proposti finora dagli AA., intendendo cioè un intervallo terrigeno ruditico a sedimentazione continentale — paralica, compreso fra la Fm. del M. Bivera (o unità più antiche) ed il Gruppo di Buchenstein.

La Breccia di Ugovizza l. s. riflette un trend deposizionale trasgressivo — regressivo polifasico, caratterizzato da variazioni laterali di facies estremamente rapide (Fig. 7, 13). Si sono riconosciuti chiaramente due cicli sedimentari minori (III ordine) separati nel Pontebbano da facies paraliche (*Calcari di Pontebba*). Poichè le facies terrigene più elevate stratigraficamente sono facilmente tracciabili in un'area vasta (cf. Assereto et al., 1968, che tuttavia le hanno attribuite in gran parte al Gruppo di Buchenstein), si è preferito dividere l'unità in due parti.

Indicheremo pertanto come *Breccia di Ugovizza* s.s. le facies terrigene che compongono la parte inferiore dell'unità (o localmente l'intera unità), e come *Arenarie del R. Gelovitz* un *Membro* che occupa normalmente la parte più alta della successione. I rapporti stratigrafici sono illustrati schematicamente nella Fig. 9 e quelli di dettaglio nella Fig. 13. Lo spessore dell'unità varia da 0 m ad oltre 200 m nell'area pontebbana orientale a sud della Linea Fella — Sava. A nord della linea, nei pressi di Ugovizza, l'unità contiene i clasti più grossolani, come già evidenziato da Assereto (1961).

#### H 1) *Breccia di Ugovizza* s.s.: Illirico inf.? — Illirico sup.

Questa unità affiora in tutta l'area esaminata, con l'eccezione della Val d'Aupa, ove è sostituita da facies terrigene bacinali.

Si tratta in prevalenza di conglomerati e brecce poligenici prevalentemente

carbonatici, in strati lenticolari dm – m, per lo più con base netta ed erosiva, alternati ad arenarie e peliti (Fig. 5 d). Localmente gli strati sono fra loro saldati e formano bancate spesse oltre 10 m con una grossolana gradazione diretta. I colori variano dal grigio al verde al rosso. L'unità è organizzata per lo più secondo un trend positivo (*thinning e fining upwards*) e nella parte sommitale (v. Fig. 4e, 13) la frazione arenacea – pelitica diviene prevalente su quella ruditica. Nella Valle di Ugovizza però il trend deposizionale è più complesso e la parte sommitale è caratterizzata da abbondanti breccie in strati metrici massivi, per lo più con base poco erosiva. Nello schema di Fig. 7 questo intervallo è stato correlato, pur in mancanza di dati certi, con le Arenarie del R. Gelovitz. Nel settore meridionale si intercalano arenarie calcaree finissime, con stratificazione incrociata a piccola scala da onda, e peliti siltose in strati sottilissimi. A Pietrntagliata la parte sommitale è a grana medio–fine e contiene orizzonti calcarenitici bioturbati e ruditici con gradazione diretta ed inversa, litoclastici e bioclastici, con Poriferi, Alghe *Cyanophyceae Porostromata*, Ostracodi e rari Lamellibranchi pelagici.

Nel settore di Pontebba lo spessore massimo dell'unità è di circa 150 m in corrispondenza della Sezione M. Slenza Est (non inserita nello schema di Fig. 13). Non abbiamo invece dati sufficienti per confermare o smentire lo spessore massimo di oltre 250 m stimato da Assereto (1961) in Valle di Ugovizza; sembra però probabile che in questo spessore siano stati compresi anche i livelli terrigeni anisici più antichi.

La Breccia di Ugovizza s.s. giace su un substrato diverso, compreso fra il Paleozoico e l'Anisico sup. (Illirico inf.). E' ricoperta ed in parziale eteropia con i Calcari di Pontebba e con le Arenarie del R. Gelovitz, attribuiti all'Anisico sup. in base al contenuto in Alghe *Dasycladaceae* (Tab. 1).

**Interpretazione paleoambientale.** La Breccia di Ugovizza s.s. si depositò essenzialmente in un ambiente continentale fluviale, bordato da una fascia di delta – conoidi che scaricavano i sedimenti in un sistema di lagune e baie.

L'intensa tettonica sinsedimentaria ha favorito ripetute migrazioni orizzontali degli ambienti di sedimentazione, sì che in alcuni casi le varie facies si alternano ripetutamente verticalmente nella sezione stratigrafica. Complessivamente a nord della Linea Fella – Sava prevalgono i depositi continentali, riferibili ad ambienti di conoide alluvionale, fluviale con canali intrecciati, e di piana alluvionale. A sud di questa linea invece prevalgono i depositi di delta conoide in ambiente lagunare (Fig. 4 d), in baie aperte (Fig. 4 e), e localmente, alla sommità, in ambiente marino pelagico.

Le paleocorrenti rilevate indicano una provenienza del terrigeno da N, NE e subordinatamente da ENE. La composizione del terrigeno è in accordo con una provenienza dalla Catena Paleocarnica ubicata a settentrione.



**H 2) Arenarie del Rio Gelovitz:** Anisico sup. (Illirico sup.).

Indichiamo con questo nome un Membro della Breccia di Ugovizza, affiorante e cartografabile in un'area di almeno 400 kmq, ubicata a sud della Linea Fella – Sava fra Pontebba e il confine di stato jugoslavo. Si tratta di prevalenti arenarie, peliti e subordinati conglomerati (Cuel Tarond) in strati cm – m, grigi, rossi e verdini. La composizione è litoarenitica, con prevalenti (35–50%) clasti dolomitici, calcarei, siltitici e subordinati vulcanici. Fra i clasti sono rappresentate tutte le unità paleozoiche e triassiche più antiche che affiorano sulla Catena Paleocarnica. La maturità tessiturale e composizionale è molto bassa. In tutta la successione è presente un'abbondante componente vulcanica non terigena, per lo più in forma di clasti (quarzo, feldispati e rara biotite) dispersi nel terrigeno in percentuali comprese fra il 10 e il 50%. Localmente si intercalano strati di tufi e tufiti di cristalli e litici e sottili strati argillosi a prevalente componente bentonitica.

La transizione ai sovrastanti Calcari di Pontebba è graduale per alternanza, caratterizzata da un aumento delle intercalazioni di calcari bioturbati e di arenarie calcaree ricche di bioclasti e biosomi, fra cui: Gasteropodi, Alghe *Cyanophyceae*, Poriferi, Echinodermi, Ostracodi, Foraminiferi, Alghe *Dasycladaceae*, frammenti di Vertebrati, oncoidi, granuli rivestiti, spicole di Spugne e rari Radiolari.

Più in dettaglio, dal punto di vista sedimentologico, l'unità è composta da una successione di cicli positivi, negativi e bipolari metrici–decametrici, con spessore e frequenze relative che variano ampiamente in senso orizzontale nelle colonne stratigrafiche. Per esempio nel R. Gelovitz (Fig. 13 XII) la parte centrale della successione è occupata da sequenze FU delle facies conglomeratiche dei canali deltizi (Fig. 4 b, c; Fig. 13 XII), mentre le porzioni estreme, inferiore (Fig. 4 a) e superiore della successione, corrispondono a sottili sequenze CU, FU e CUFU della piattaforma, dei canali e dei lobi deltizi sottoposti all'azione del moto ondoso e della marea. Al Cuel Tarond (Fig. 13 XVII) i conglomerati canalizzati occupano all'interno dell'unità la stessa posizione stratigrafica, ma si alternano a peliti ed arenarie rosse di piana (alluvionale); nelle porzioni estreme dell'unità prevalgono però facies CU dei canali. Facies in parte simili a queste ultime sono presenti anche nella Sezione Carscin (Fig. 13 XIX).

Verso sud–ovest le facies diventano più fini, e già sul versante destro del F. Fella in corrispondenza dei pendii meridionali dello Slenza Est, presentano maggiori analogie con le Torbiditi d'Aupa. Compaiono infatti orizzonti con frequenti marne siltose, calcari marnosi e calcareniti grigio–scuri. In questa area avviene inoltre la transizione con la piattaforma della Fm. del Contrin, come documentano le frequenti intercalazioni calcarenitiche – ruditiche ed i grossi olistoliti con facies tipiche di piattaforma nel terrigeno.

L'unità raggiunge lo spessore massimo di circa 150 m nel settore pontebbano centrale.

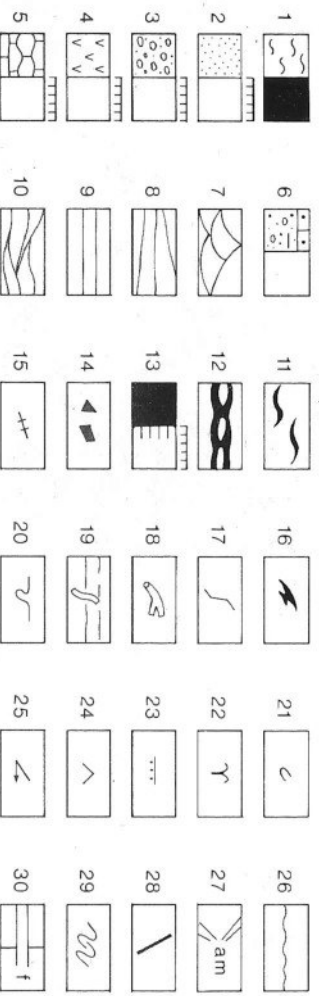
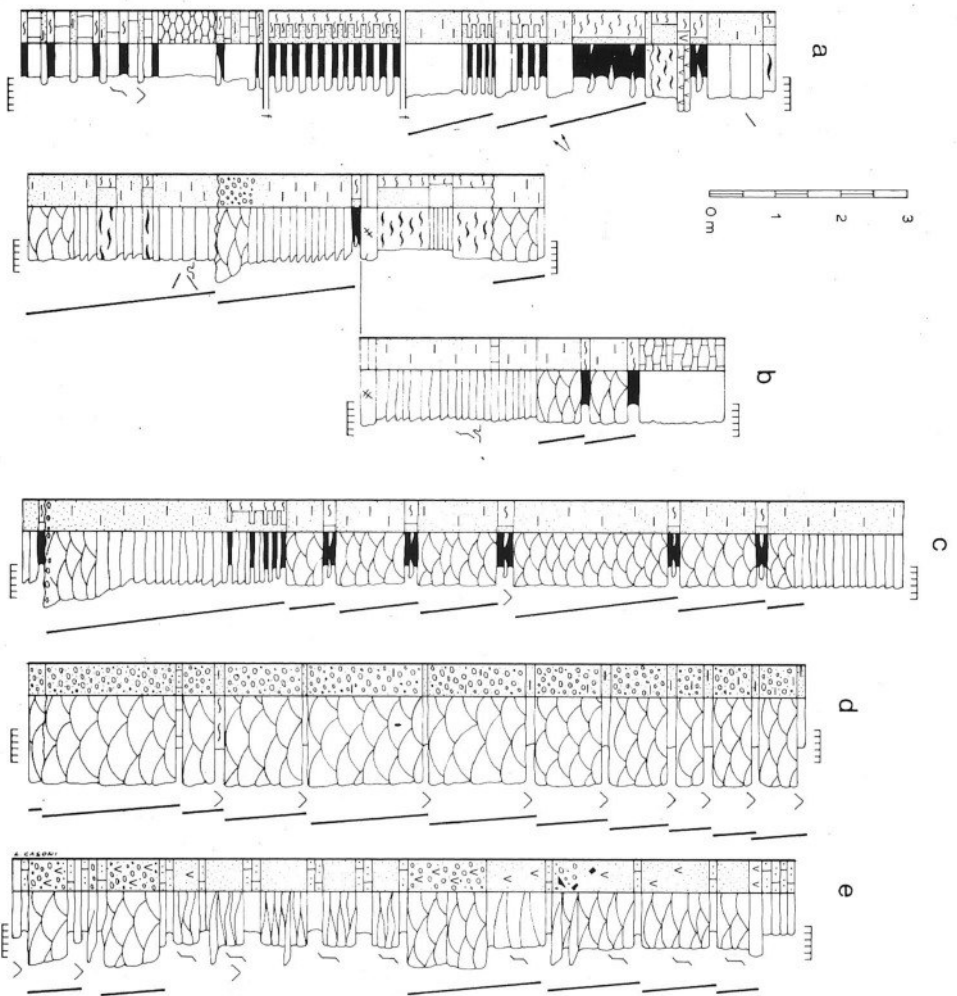
La presenza di *Diplopora annulata* Schafhäütl (v. Tab. 1) e la posizione stratigrafica, permettono di attribuire l'unità con sufficiente precisione alla Zona a *Parakellnerites* dell'Illirico sup.

Interpretazione paleoambientale. Nell'area in esame l'ambiente di deposizione dell'unità presenta un certo grado di differenziazione locale. Nel settore occidentale corrisponde alla progradazione—regressione di un sistema di piccoli delta in una laguna — baia. Gli apparati deltizi sono rappresentati sia da canali distributori rettilinei che incidevano la piana deltizia, solo debolmente rielaborati dalla marea e dal moto ondoso, sia dai depositi della fronte deltizia, delle barre di foce e da limitati depositi di prodelta, localmente anche intensamente rielaborati dal moto ondoso di bassa energia e dalle maree. Nei settori orientali e a nord della Linea Fella — Sava al tetto della successione sono presenti, e localmente esclusive, facies di piana alluvionale incise da canali fluviali intrecciati e meandriformi (Fig. 13 XVII, XIX, XX). Nella V. di Ugovizza affiorano anche limitati depositi ruditici di conoide alluvionale in facies prossimale. Nel settore occidentale (Slenza) prevalgono facies di transizione alla scarpata.

Fig. 4 — Colonne di dettaglio di alcuni intervalli stratigrafici significativi della Breccia di Ugovizza l.s.; l'ubicazione dei logs nel quadro stratigrafico generale è indicata nella Fig. 13.

a) Transizione fra i Calcari di Pontebba e le Arenarie del Rio Gelovitz, con depositi di piccoli canali e di intercanale in laguna carbonatica (Sez. XII, Rio Gelovitz); b, c) i canali deltizi incidevano la piattaforma deltizia sottoposta a leggero rimaneggiamento ad opera del moto ondoso e della marea, nella porzione intermedia delle Arenarie del Rio Gelovitz (Sez. XII, Rio Gelovitz); d) depositi grossolani di delta—conoide incidevano il margine di una laguna sottoposto a lievissima influenza del moto ondoso, nella porzione intermedia della Breccia di Ugovizza s.s. (Sez. XIII, Strada M. Poccet); e) piccoli canali grossolani incidevano la piattaforma marina—margine della baia sottoposto ad intensa rielaborazione ad opera del moto ondoso di alta energia e della marea nella porzione sommitale della Breccia di Ugovizza s.s., al passaggio con i Calcari di Pontebba (Sez. XIII, Strada M. Poccet).

Legenda delle Fig. 4, 5 — 1) Peliti marine; 2) arenarie (scala grafica — granulometrica di Wentworth); 3) conglomerati; 4) tufiti; 5) mudstone — wackestone; 6) rocce miste; 7) stratificazione a festoni; 8) stratificazione cuneiforme; 9) stratificazione piano—parallela; 10) stratificazione hummocky; 11) stratificazione flaser; 12) stratificazione lenticolare discontinua; 13) fitta alternanza peliti/arenarie in strati piano—paralleli e lenticolari continui centimetrici; 14) intraclasti pelitici (chips); 15) Crinoidi; 16) frustoli vegetali fluitati; 17) bioturbazione indifferenziata; 18) piste di limivori; 19) tane di fossatori; 20) slumping; 21) groove casts; 22) flute casts; 23) tracce di espulsione di acqua; 24) gradazione inversa; 25) ripples da onda; 26) direzione e verso delle paleocorrenti; 27) superfici erosive; 28) strati amalgamati; 29) sequenze positive (FU/TU); 30) faglie.



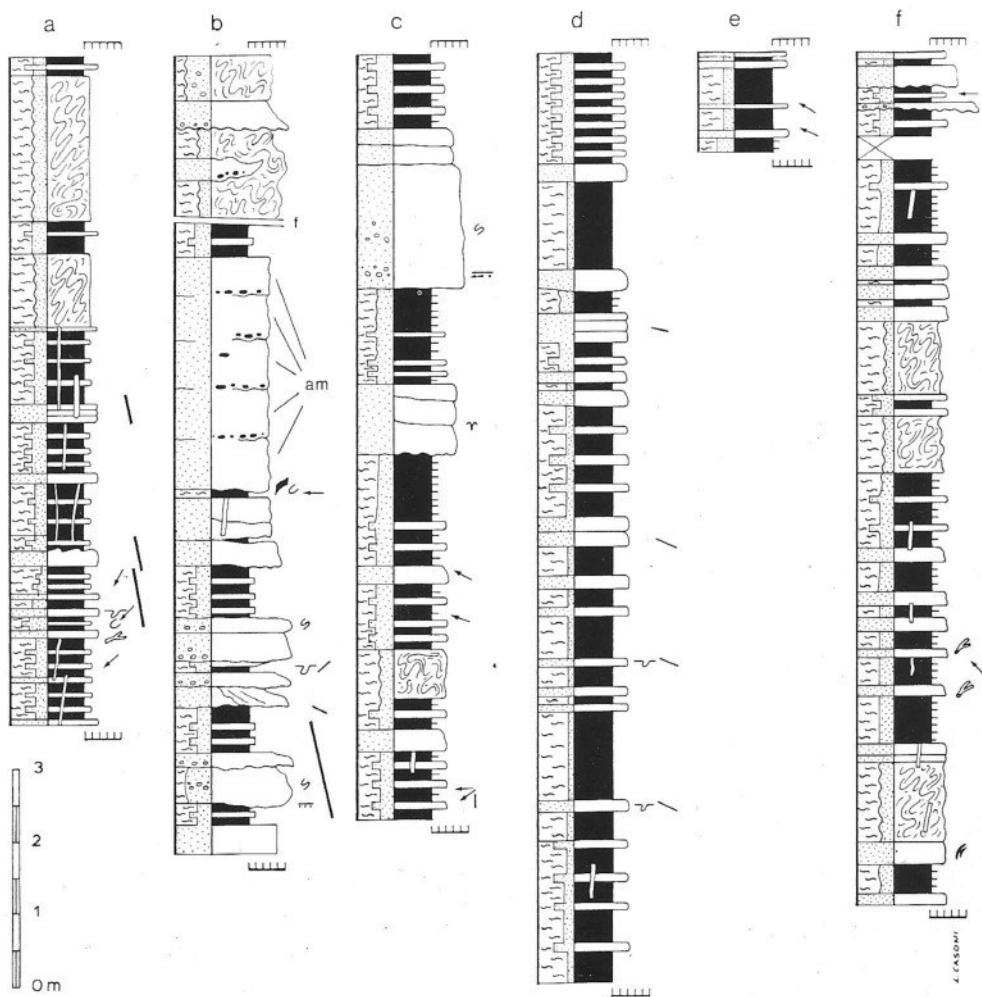


Fig. 5 — Colonne di dettaglio di alcuni intervalli stratigrafici significativi delle Torbiditi d'Aupa; l'ubicazione dei logs nel quadro stratigrafico generale è indicata nella Fig. 13. a) Torbiditi sottili si alternano con subordinati livelli caotici di slumping composti da facies torbiditiche simili, nella parte sommitale dell'unità, circa 50 m sotto il Gruppo di Buchenstein. Una parte dell'intervallo è rappresentato nella fotografia di Fig. 6 in cui è evidente la spettacolare bioturbazione con tane verticali decimetriche; b, c, f) torbiditi grossolane per lo più canalizzate si alternano a depositi caotici grossolani composti dai materiali dei delta-conoidi settentrionali, nella porzione intermedia dell'unità (regressione del ciclo c1), in posizione prossimale; d, e) torbiditi sottili-intermedie coprono in posizione prossimale le torbiditi grossolane regressive del ciclo c1 e caratterizzano la transizione trasgressiva al ciclo c2.

**I) Calcari di Pontebba:** Anisico sup. (Illirico sup.) – Ladinico inf.?

Fois & Jadoul (1983) hanno indicato con questo nome un sottile pacco di calcari scuri nodulari affioranti sulla Dorsale Paleocarnica pontebbana, compresi fra la Breccia di Ugovizza alla base e la Piattaforma dello Schlern al tetto. Poichè anche a meridione della Linea Fella – Sava affiorano litofacies simili che occupano la medesima posizione stratigrafica, ci sembra conveniente denominarle *Calcari di Pontebba*. Questa unità è il prodotto dei periodi trasgressivi in ambiente paralico del secondo ciclo sedimentario anisico sup. (c), in completa eteropia con la Breccia di Ugovizza l. s.

Nell'area pontebbana l'unità è composta da due litofacies (lingue) principali. Quella inferiore giace sopra le facies grossolane della Breccia di Ugovizza s. s.; quella superiore si indenta e può sostituire lateralmente le Arenarie del Rio Gelovitz (Fig. 13). Le due litozone sono caratterizzate da facies solo leggermente diverse; entrambe sono però decisamente meno terrigene nelle parti intermedie.

La litozone più antica è composta da prevalenti wackestones – packstones grigio–scuri, bioclastici (Poriferi, Foraminiferi, Gasteropodi, Bivalvi, Alghe *Cyanophyceae* e rare *Dasycladaceae*), in strati cm – dm, nodulari continui e discontinui, per lo più fortemente bioturbati. Localmente si intercalano pacchi metrici di packstones con stratificazione incrociata del tipo  $\Sigma$  ad angolo basso ( $10-12^\circ$ ). Lo spessore dell'intervallo supera i 40 m.

La litozone più recente è composta da packstones e wackestones contenenti numerosi oncoidi, *Porostromata* e *Dasycladaceae*. Lo spessore non supera alcune decine di metri.

Lo spessore complessivo dell'unità nell'area è estremamente vario, da poche decine di metri ad oltre 100 m.

**Interpretazione paleoambientale.** L'ambiente di sedimentazione dell'unità corrisponde ad una laguna aperta, a sedimentazione prevalentemente carbonatica, interposta fra un'area emersa che la riforniva di abbondante terrigeno attraverso un sistema di delta, ed una piattaforma carbonatica. In generale prevalevano condizioni di bassa energia e solo sporadicamente il moto ondoso modellava il fondo con piccole ondulazioni. I fondali erano ben ossigenati, come testimoniano l'abbondante fauna e flora bentoniche. La marea era particolarmente attiva sulle aree marginali, caratterizzate da superfici di spianamento ed incise da canali di drenaggio meandriformi, profondi anche alcuni metri.

**L) Torbiditi d'Aupa:** Anisico sup. (Illirico).

Quest'unità è stata proposta informalmente da Jadoul & Nicora (1979) per indicare un'alternanza di marne, arenarie e calcari arenacei, compresa in Val

d'Aupa fra una superficie di condensazione al tetto della Fm. del Serla Superiore e la Fm. di Buchenstein.

Alcune sezioni di dettaglio misurate nel Rio del Fus e lungo la V. d'Aupa ci hanno permesso di definire con precisione il trend deposizionale dell'unità. Infatti entro la fitta alternanza di arenarie fini – peliti, che compone la maggior parte dell'unità, si intercalano due litozone terrigene più grossolane, a luoghi ruditiche (Fig. 13). Sulla base del quadro litostratigrafico emerso dall'indagine regionale e per le risultanze biostratigrafiche, ci è sembrato giustificato correlare queste due litozone con le fasi regressive – trasgressive che limitano al tetto i due cicli sedimentari minori (c 1 e c 2) che compongono il più recente ciclo anisico di II ordine.

Lo spessore massimo dell'unità, stimato da Jadoul & Nicora (1979) in V. dell'Andri e R. del Fus, è di circa 350 m.

E' stato possibile osservare in dettaglio la porzione dell'unità appartenente al ciclo c 1 solo in aree e facies distali (R. del Fus e R. Giazzat, Fig. 13 II, VIII, e sul versante settentrionale della Val d'Aupa); solo la parte regressiva terminale del ciclo affiora anche in aree prossimali (Rio Andri, Fig. 5b, f; Fig. 13 VI, VII).

In particolare nel Rio del Fus la porzione basale del ciclo c 1 giace con contatto netto sopra una superficie di condensazione carbonatica grigia, ricca di Ammoniti, riferibile alla Zona a *Paraceratites trinodosus* (Jadoul & Nicora, 1979). Quest'intervallo è composto da prevalenti siltiti grigie, giallastre in alterazione. Si alternano rari strati di arenarie fini – finissime in strati centimetrici, con base netta e laminazione interna incrociata a piccola scala da ripples da onda, disposti in modo casuale nella successione, o organizzati in sottili sequenze decimetriche bipolari negative – positive (CUFU). Alla base inoltre è presente una lente, spessa circa 1,5 m, composta da olistoliti di micriti e biomicriti emipelagiche grigie e da calcareniti simili a quelle della sottostante Fm. del Serla Superiore. Nel R. Glazzat invece l'intervallo basale giace con contatto netto sulla Fm. del M. Bivera. E' composto da prevalenti siltiti grigio – giallastre, alternate ad arenarie fini in strati cm – dm, organizzate in sequenze bipolari CUFU spesse da pochi dm ad oltre 6 m e a rare biomicriti emipelagiche e a rarissime tufiti. A diverse altezze si intercalano inoltre due depositi a struttura caotica di franamento sottomarino. Quello più antico comprende frammenti extraformazionali riferibili alle formazioni del Serla Superiore e del M. Bivera.

La parte intermedia del ciclo c 1 affiora solamente nel R. del Fus (Fig. 13 II), circa 150 m sopra la base dell'unità. E' composta da prevalenti peliti alternate con arenarie fini – medie, in strati cm piano – paralleli e piano – ondulati, organizzati secondo sequenze CU e raramente FU, spesse al massimo 2 m. Le arenarie hanno una forte componente vulcanoclastica. Frequente è la bioturbazione ad opera dei fossatori.

La parte superiore del ciclo c 1 e la transizione al ciclo c 2, in facies distali (Fig. 13 II) affiorano nel R. del Fus. Si tratta di prevalenti arenarie fini – medie,

in strati dm con prevalente laminazione piano—parallela, organizzati in sequenze bipolari CUFU spesse fino a 4 m. Le facies torbiditiche prossimali del medesimo intervallo stratigrafico affiorano invece in Val d'Aupa, circa 1 km a sud della Forcella Cereschiatis (Fig. 5 b, f; Fig. 13 VI, VII).

Sono formate da prevalenti arenarie e ruditi (brecce e conglomerati) alternate a subordinate peliti. Sono frequenti sequenze FU con base fortemente erosiva, spesse da pochi decimetri ad alcuni metri. Gli strati più spessi e a granulometria maggiore sono massivi e localmente con gradazione inversa alla base. Sono altresì spesso amalgamati e ricchi di intraclasti (chips) argillosi, frustoli vegetali anche grossolani fluitati e resti di Vertebrati. Sono presenti inoltre sequenze FU con basi non erosive. Circa il 10% dell'intervallo è occupato da pacchi di strati spessi fino ad alcuni metri con struttura caotica da franamento sottomarino. E' sempre presente, anche se in misura modesta, la bioturbazione ad opera dei fossatori. Fra i clasti terrigeni prevalgono quelli riferibili al substrato paleozoico sedimentario e metamorfico, mentre sono del tutto subordinati i frammenti delle unità triassiche.

Anche l'intervallo delle Torbiditi d'Aupa appartenenti al ciclo c2 è caratterizzato da una forte variabilità delle facies sia in senso verticale che orizzontale. La parte intermedia in facies distale è composta inferiormente da prevalenti peliti, alternate a subordinate arenarie in pacchi di strati dm—m organizzati secondo sequenze CU, CUFU e FU con base erosiva, e da rari strati di tufiti ed emipelagiti calcaree. Seguono superiormente alternanze di arenarie finissime e di peliti in strati piano—paralleli e piano—ondulati millimetrici—centimetrici (moda 1 cm), continui lateralmente almeno alcune decine di metri. Localmente si intercalano rari strati di calcareniti grigio—scure in strati centimetrici piano—paralleli e piano—ondulati con gradazione diretta. Il contenuto fossilifero è limitato a rare Daonelle e a piccoli Ammoniti spesso piritizzati indeterminabili. La bioturbazione è scarsa, a tratti assente. La parte intermedia in facies proximale affiora solamente in Val d'Aupa superiore, ed è caratterizzata da facies (Fig. 5 c, d; Fig. 13 IV, V) in parte simili a quelle corrispondenti del ciclo c1 descritte precedentemente.

La parte sommitale della successione affiora sul versante sinistro della Val d'Aupa, con facies sottili distali—intermedie (Fig. 5 a; Fig. 13 I). Si tratta di una fitta alternanza di peliti e di arenarie fini in strati cm—dm disposti casualmente nella successione, in cui si intercalano pacchi di strati a struttura caotica per franamento sottomarino (slumping) spessi pochi metri. La bioturbazione ad opera di limivori è sempre abbondante (Fig. 6 a) e localmente quella ad opera di organismi fossatori è spettacolare (Fig. 6 b).

**Interpretazione paleoambientale.** Complessivamente l'unità è riferibile a due ambienti di deposizione marini. La parte basale corrisponde ad un ambiente

pelagico di bassa profondità. Il fondale, composto di fango e sabbia rielaborati dal moto ondoso, copriva horst limitati da scarpate di faglia. Dalle pareti, forse in concomitanza con le scosse sismiche, si staccavano e rotolavano blocchi carbonatici del substrato anisico sup. litificato. La presenza di piani inclinati favoriva invece il franamento sottomarino dei sedimenti incoerenti appena depositati. Solamente durante i rari momenti di quiete potevano preservarsi i fanghi carbonatici emipelagici.

La parte superiore corrisponde complessivamente ad un ambiente marino profondo, con sedimentazione torbidityca, composto da più sottoambienti. In Val d'Aupa settentrionale, durante la fase regressiva del ciclo c1, progrediva la parte apicale di una piccola conoide torbidityca sottomarina sulla ripida scarpata che raccordava il bacino con le aree continentali o con una stretta piattaforma marina o lagunare. Contemporaneamente nel bacino si depositavano le sabbie dei canali e dei lobi della conoide. Al culmine delle fasi trasgressive nel depocentro sedimentavano in prevalenza torbiditi sottili di piana, in ambiente intermittenemente anossico. Dai margini delle piattaforme carbonatiche, in crescita sui bordi del bacino, giungevano rare torbiditi calcaree. La ripetuta alternanza di facies di piana con depositi caotici di franamento può essere spiegata sia con la vicinanza di pendii tettonicamente instabili (con sedimentazione simile a quella della piana), sia con ripetute fasi tettoniche di differenziazione topografica del fondale suborizzontale.

**M) Gruppo di Buchenstein:** Anisico sup.?— Ladinico inf.

Questa formazione costituisce, unitamente ai Porfidi di Riofreddo, un li-

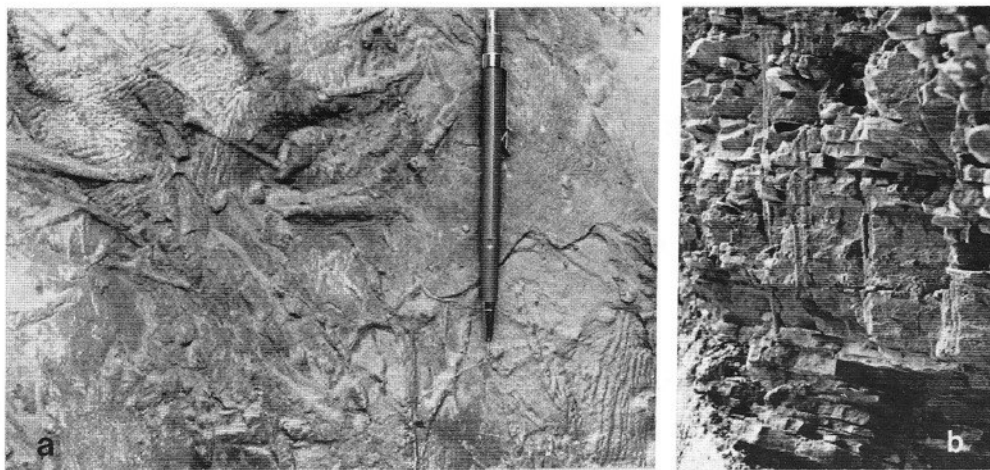


Fig. 6 — Tracce fossili nelle Torbiditi d'Aupa, litozona superiore. a) Piste di spostamento e tracce raggiate di nutrizione (?). b) Tane verticali con sviluppo decimetrico.



vello—guida della stratigrafia medio—triassica dell'area. Nel Pontebbanò, ad occidente della Valle del Gelovitz, essa è costituita da prevalenti facies di calcari scuri centimetrici piano—paralleli (*Banderkalk*), contenenti Lamellibranchi pelagici e Radiolari, intercalati con tufiti e facies brecciformi con frammenti dei Porfidi di Riofreddo. Più ad oriente i calcari scuri hanno stratificazione più spessa, contengono Alghe *Dasycladaceae*, Foraminiferi bentonici, Coralli e passano lateralmente a piccoli corpi isolati di piattaforma carbonatica (D. dello Schlern).

**Interpretazione paleoambientale.** Sulla base della sola analisi di facies speditiva effettuata, sembra possibile affermare che nel settore occidentale l'unità si è depositata in un bacino marino pelagico batiale, il cui fondo raggiungeva saltuariamente condizioni anossiche. Nel settore orientale invece l'ambiente di deposizione corrisponde ad una laguna carbonatica con profondità variabile arealmente entro limiti piuttosto vasti, che faceva transizione sui margini ad una fascia intertidale.

#### **Le piattaforme dell'Anisico superiore — Ladinico inferiore**

In questo lavoro abbiamo adottato la soluzione più usata anche ai fini cartografici dagli AA. italiani che hanno condotto la campagna di ricerche sul terreno negli ultimi 15 anni (Farabegoli et al., 1977; Assereto et al., 1977; Viel, 1979; Pisa et al., 1979; Jadoul & Nicora, 1979; Farabegoli & Guasti, 1980; Marinelli et al., 1980; Brusca et al., 1982), assegnando il rango di formazione a quegli insiemi di corpi carbonatici con geometria lenticolare, che occupano posizioni diverse e costanti nella successione litostratigrafica. Questa soluzione a nostro avviso riflette meglio i dati di terreno di altri schemi proposti anche recentemente (Brandner & Mostler, 1982; Brandner, 1984).

#### **N) Formazione del Serla Superiore: Anisico sup. (Pelsonico).**

Questa caratteristica unità di piattaforma carbonatica affiora estesamente ad occidente del T. Aupa (Crete dal Crons, M. Cullar), ove raggiunge lo spessore massimo di circa 300—350 m (Jadoul & Nicora, 1979). Ad oriente del F. Fella l'unità si riduce gradualmente di spessore fino ad annullarsi in direzione di Val Bruna—Tarvisio, sia per eteropie di facies, sia perchè erosa durante le successive fasi tettoniche anisiche. Nel settore occidentale è possibile dividere l'unità in due litofacies sovrapposte, separate da sottili intercalazioni terrigene.

La litofacies inferiore è ben riconoscibile e sviluppata soprattutto presso il fondovalle del F. Fella, all'altezza di Pietratagliata, ove giace sopra ed in parzia-

le eteropia con la Fm. di Agordo e/o coi Conglomerati di Rio Senata. E' costituita da lenti di calcari grigi, spesse fino ad una decina di metri, continue lateralmente per alcune decine di metri, isolate o talvolta saldate fra loro (Fig. 2). Al microscopio si è rivelata come packstones – grainstones bio–intraclastici contenenti *Porostromata*, oncoidi di *Spongiostromata*, Echinodermi, Foraminiferi bentonici, Briozoi, rari Poriferi, Ostracodi e rare *Dasycladaceae*.

La litofacies superiore nei pressi di Pietratagliata è costituita da calcari grigi senza apparente stratificazione. Solo localmente (Clap Forat) sono presenti evidenti clinostratificazioni di accrescimento laterale (Fig. 2). Più ad oriente l'intervallo si indenta ripetutamente con i calcari scuri della Fm. di Agordo. Le microfacies sono riferibili per lo più a packstones (Tav. 5, b) con *Dasycladaceae* e Foraminiferi, Briozoi, interessati da frequenti cavità di dissoluzione riempite da cementi fibrosi calcitici di origine marina freatica. Localmente sono presenti facies biocostruite.

**Interpretazione paleoambientale.** La parte inferiore dell'unità corrisponde a piccoli patch reefs e a barre e sheets allochimici depositati in canali di marea, alla loro foce e sopra alti topografici che limitavano verso l'esterno un ambiente lagunare.

La parte alta della Fm. del Serla Superiore corrisponde invece essenzialmente alla sedimentazione carbonatica lagunare e all'accumulo meccanico di un banco carbonatico (biostroma), in condizioni prevalenti subtidali. Il materiale allochimico, proveniente per lo più dalla retrostante laguna, era trasportato sul banco dal moto ondoso di alta energia. Ripetute fasi precoci di cementazione di origine marina freatica stabilizzavano l'accumulo e lo rendevano idoneo a resistere al moto ondoso. Gli organismi biocostruttori (*Porostromata*, *Tubiphytes*, *Bacinella*) erano di modeste dimensioni e giocavano un ruolo del tutto subordinato ai fini della stabilizzazione del banco (*Carbonate mass sensu* Wilson, 1975). Il fianco esterno del banco, abbastanza acclive, non dimostra di aver subito una forte progradazione nel tempo, a testimonianza di un controllo essenzialmente tettonico della geometria dell'accumulo. L'intensa attività tettonica è altresì dimostrata dall'insieme di fenomeni disgiuntivi ben rilevabili al tetto dell'unità, e dalla presenza di superfici di condensazione spazzate dalle correnti marine.

#### **O) Formazione del Contrin:** Anisico sup. (Illirico) – Ladinico inf.

Questa unità carbonatica di piattaforma affiora in un areale limitato, che comprende la porzione orientale del M. Slenza e il fondovalle del F. Fella presso Pietratagliata. Verso oriente viene sostituita dai Calcari di Pontebba con i quali si indenta. A occidente e a meridione confina lateralmente con transizioni rapide, con le Torbiditi d'Aupa che contengono calcareniti e grossi olistoliti carbonatici. A Pietratagliata l'unità è coperta da una sottile lingua di Calcari di

Pontebba che passano alle Arenarie del Rio Gelovitz – Torbiditi d'Aupa. In corrispondenza dello Slenza est invece, sopra l'intercalazione dei Calcari di Pontebba, giace un'altra unità carbonatica di piattaforma riferibile alla Dolomia dello Schlern.

L'unità è costituita da calcari e calcari dolomitici, per lo più in grossi banchi risultanti dalla saldatura di strati decimetrici poco nodulari. Le microfacies prevalenti sono packstones e rudstones intraclastici con oncoidi e bioturbazione diffusa. Ad essi si associano bafflestones e rudstones bioclastici con Poriferi incrostati da *Porostromata*, Foraminiferi bentonici sessili e spicole di Spugne.

Interpretazione paleoambientale. Sulla base dei pochi dati raccolti si può solamente affermare che la sedimentazione avvenne sopra un fondale marino subtidale, relativamente aperto e pianeggiante. I bioclasti e i biosomi intra- ed interformazionali accumulati dal moto ondoso furono fissati nei patch reefs elevati dagli organismi costruttori, distribuiti arealmente in modo irregolare (a pelle di leopardo).

**P) Dolomia dello Schlern:** Anisico sup. – Ladinico inf.

Questa unità di piattaforma è assai diffusa nei settori orientale e settentrionale, mentre a occidente affiora unicamente in corrispondenza della cima dello Slenza est. In questo ristretto areale è caratterizzata inferiormente da facies subtidali micritico-intraclastiche e fossilifere, che verso l'alto passano anche a facies biocostruite con abbondanti Brachiopodi, *Tubiphytes* e Coralli (località fossilifera segnalata da Gortani & Desio, 1925).

Superiormente l'unità passa al Gruppo di Buchenstein e verosimilmente alle formazioni più alte del Ladinico superiore (Formazione dell'Acquatona, Viel, 1979).

## EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA ANISICA

Con riferimento alle scale cronostatigrafiche più usate, l'Anisico può essere diviso in quattro sottopiani, corrispondenti rispettivamente all'Egeico e Bitinico (Anisico inf.), Pelsonico e Illirico (Anisico sup.) e comprensivi di cinque zone ad Ammoniti. Secondo le scale geocronologiche di Armstrong (1978) e di Odin & Letolle (1982), l'Anisico corrisponde ad un intervallo temporale di circa 4 M.A. In prima approssimazione quindi possiamo considerare che ogni zona ad Ammoniti corrisponda mediamente ad un intervallo di 0,8 M.A.

### Anisico inferiore.

Durante l'Anisico inferiore l'area esaminata era occupata da una vasta piattaforma carbonatica tidale pericontinentale (Fm. del Serla Inferiore). I dati

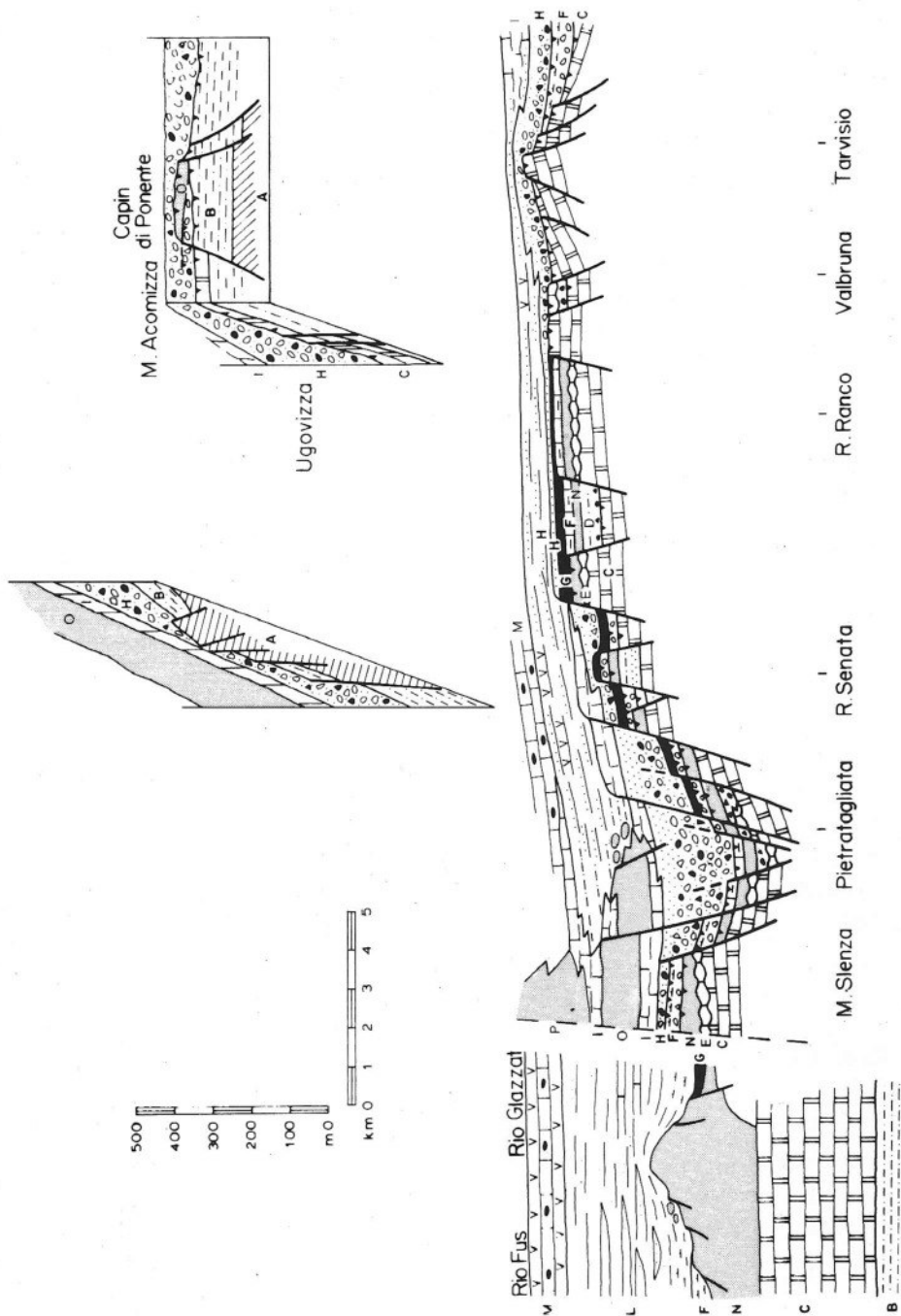


Fig. 7 — Schema stratigrafico—strutturale dell'Anisico nell'area pontebbana—tarvisiana. Per l'ubicazione delle sezioni si veda la Fig. 1; per la spiegazione delle lettere la Fig. 13.

rilevati sono insufficienti per proporre una ricostruzione paleogeografica. Una differenziazione si evidenziò sicuramente alla fine di questo periodo, al culmine della fase regressiva del ciclo sedimentario iniziato nello Scitico sup. (a in Fig. 13) ed è stata in parte sintetizzata nella carta paleogeografica relativa alla trasgressione del ciclo successivo (Fig. 8).

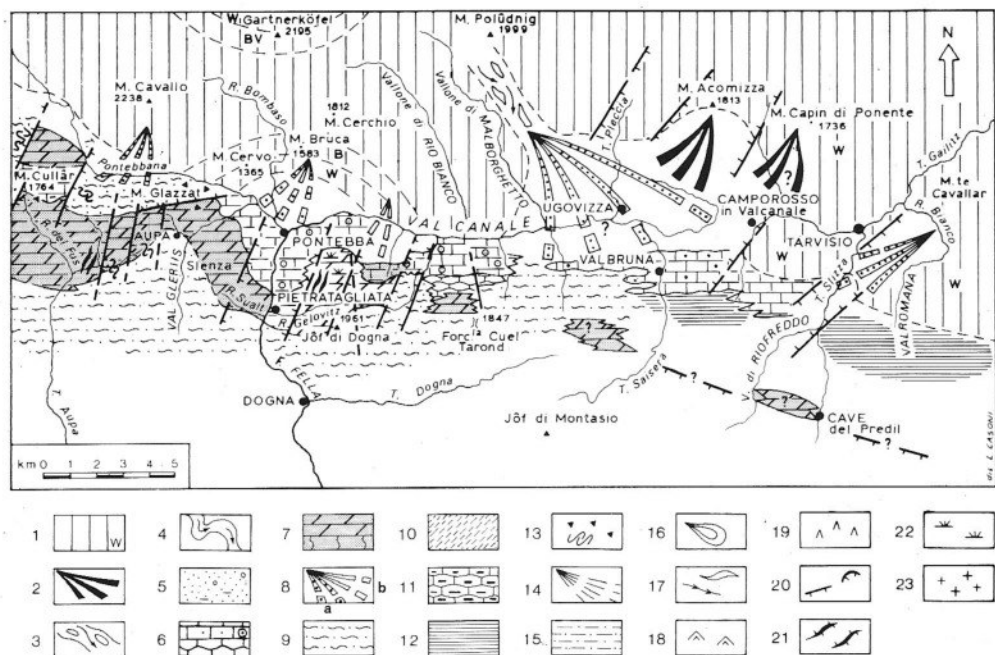


Fig. 8 — Paleogeografia pelsonica schematica, non palinspastica, in corrispondenza della trasgressione iniziale del ciclo b.

Legenda delle Fig. 8—12. 1) Aree continentali; le lettere indicano le unità stratigrafiche del substrato (v. Fig.13); 2) conoidi alluvionali; 3) fiumi braided; 4) fiumi meandriformi; 5) piana alluvionale; 6) laguna carbonatica localmente oolitica o terrigena; 7) piattaforme carbonatiche (biostrome); 8) a: delta conoide, b: delta; 9) aree marine di bassa profondità (piattaforma e pendio) con sedimentazione terrigena fine prevalente; 10) altofondo a sedimentazione carbonatica condensata; 11) aree di altofondo con sedimentazione di tipo «Rosso Ammonitico»; 12) baia e piattaforma marina con fondo localmente anossico, a sedimentazione prevalentemente carbonatica; 13) slumpings e breccie a blocchi; 14) torbiditi (canali-lobi); 15) torbiditi sottili; 16) lobi torbiditici minori; 17) aree sottoposte al moto ondoso di alta energia e alla marea; 18) aree con moto ondoso di bassa energia; 19) probabili aree sorgenti delle ignimbriti e dei tufi; 20) paleofaglie e aree di distacco delle frane e delle torbiditi; 21) filoni sedimentari; 22) aree biocostruite (margini di piattaforma e patch reefs); 23) aree di accumulo di abbondanti tufiti.

### Anisico superiore: Pelsonico (Fig. 8, 9).

All'inizio del Pelsonico, con la trasgressione del ciclo *b* (Fig. 8) l'assetto geografico dell'area è già chiaramente delineato: una vasta dorsale continentale emersa, orientata circa ONO-ESE ( $010^{\circ}$ N), è bordata da un'area marina meridionale. Complessivamente l'area in esame comprende la maggior parte della dorsale e l'ambiente marino meridionale. Nel settore occidentale la linea di costa meridionale coincide attualmente grosso modo con la Linea Fella - Sava ed è pertanto mal definibile nei dettagli, mentre nel Tarvisiano è ubicata alcuni km a sud di tale linea, in un'area meno tettonizzata e la ricostruzione effettuata ha un minor grado di incertezza.

L'area continentale ha subito sollevamenti differenziati. Il settore che ha subito i sollevamenti maggiori è ubicato ad ovest di Camporosso e coincide grosso modo con la Dorsale Paleocarnica. Qui l'erosione ha messo a nudo il substrato paleozoico impilato dalla tettonica ercinica. Ad oriente di Camporosso invece l'erosione non si è mai approfondita oltre la Fm. di Werfen. In una stretta area interposta fra i due settori l'erosione è stata decisamente minore e non ha intaccato sensibilmente la Fm. del Serla Inferiore.

Il sistema deposizionale marino meridionale era caratterizzato da importanti variazioni in senso meridiano. Fra Pontebba e Cuel Tarond (Fig. 8) era del tipo X, Y, Z di Irvin. Si componeva infatti di una piattaforma - barriera biostromale (Fm. del Serla Superiore), sottoposta ad intenso controllo tidale e del moto ondoso, che separava una laguna con influsso tidale (Fm. di Agordo) da un ambiente marino pelagico (Fm. di Dont p.p.). Ad oriente della Val Bruna si può ipotizzare la presenza di un sistema deposizionale X, Y, Z, solo qualitativamente simile a quello occidentale. La terra emersa era bordata da un sistema di lagune e baie con fondo localmente anossico (Fm. di Agordo), della larghezza almeno di alcuni km e di lunghezza superiore a 10 km (in territorio italiano). In questo contesto si può ipotizzare la continuazione verso est, in posizione più distale, del sistema di barriera carbonatica (e/o di barriera strutturale - topografica), in un'area attualmente priva di affioramenti anisici.

Il terrigeno veniva trasportato prima in conoidi alluvionali, poi lungo fiumi braided ed infine si scaricava nelle baie - lagune attraverso un sistema di apparati di delta conoide che bordavano l'area continentale.

Il controllo tettonico sulla sedimentazione è dimostrato in primo luogo da considerazioni regionali, e cioè dalla generale differenziazione topografica intervenuta a smembrare un'area con subsidenza relativamente uniforme di piattaforma carbonatica tidale. Il fenomeno inoltre è confermato sia da evidenze dirette a piccola scala (dicchi, fratture, microfaglie, ecc.) sia, a media scala, dalle rapide transizioni laterali di facies (Fig. 8). Per quanto riguarda quest'ultimo aspetto, è interessante osservare che in senso meridiano la transizione più consistente avviene proprio in corrispondenza della Valle di Ugovizza. Questa

area topograficamente depressa, ove minore fu l'erosione anisica, raccolse e convogliò una gran parte del terrigeno; in corrispondenza di quest'area, a meridione della Linea Fella – Sava, è ancora conservato parte del delta conoide (il più grande di tutta la regione) responsabile dell'inquinamento terrigeno della laguna antistante e della migrazione verso il largo o della scomparsa della piattaforma–barriera antistante.

Al termine della fase trasgressiva e all'inizio della fase regressiva pelsonica (Fig. 9), l'assetto paleogeografico del settore settentrionale emerso non mostrava sensibili differenze rispetto al momento precedente, con l'eccezione del ringiovanimento dei rilievi, confermato direttamente dalla progradazione degli apparati distributori (Conglomerato del Rio Senata e Fm. di Dont in facies conglomeratica). Contemporaneamente l'area marina meridionale era in fase di sprofondamento differenziato. Il settore ad occidente del Cuel Tarond era caratterizzato da un paesaggio vario, in cui si alternavano aree di alto con sedimentazione pelagica condensata, aree bacinali di bassa e bassissima profondità con apporto terrigeno ed aree di baia con apporto pelagico anche consistente (Fm. di Dont carbonatico). Il settore orientale era caratterizzato da quest'ultimo ambiente di baia, sì che si può pensare che gli alti strutturali e le eventuali piattaforme carbonatiche associate fossero ancora ubicate a meridione, in aree attualmente coperte da terreni più recenti. Nella fascia di transizione fra il dominio continentale e quello marino un sistema di delta–conoidei, i cui apici si collocavano probabilmente allo sbocco di valli profondamente incise che interrompevano una costa alta e frastagliata, forniva direttamente il terrige-

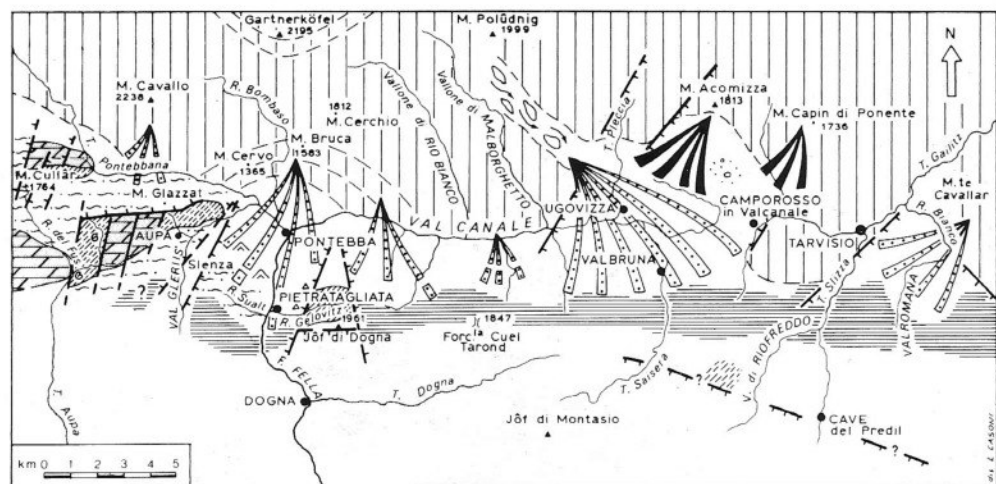


Fig. 9 – Paleogeografia pelsonica schematica, non palinspastica, in corrispondenza dell'inizio della regressione del ciclo b.

no al bacino. I due delta-conoidi principali sono ubicati rispettivamente in Valle di Ugovizza e negli intorno di Pontebba; altri minori erano probabilmente in Val Romana (v. Assereto, 1966).

E' importante ribadire che in generale la Linea Fella-Sava taglia le facies isopiche anisiche. La coincidenza della stessa con aree importanti di transizione deve essere considerata pertanto un fenomeno di riattivazione locale casuale.

### Anisico superiore: Illirico inferiore (Fig. 10).

Durante questo periodo avvennero alcuni eventi con effetti talora contrastanti sulla topografia. La prosecuzione del trend regressivo del ciclo tettonico *b*, testimoniato fra l'altro dall'aumento generalizzato della frazione terrigena nel bacino, provocò un certo mutamento dell'assetto paleogeografico. Il risultato finale più importante fu la divisione dell'area emersa settentrionale in due isole (*Dorsali Pontebbana e Tarvisiana*), separate da un braccio di mare a sedimentazione pelagica ben ossigenata, localmente condensata (Fm. del M. Bivera del Capin di Ponente).

Nell'area marina meridionale si accentuò la differenziazione fra il settore occidentale e quello orientale. Ad occidente della Val d'Aupa si mantenne e localmente si accentuò la differenziazione fra aree di paleoalto con sedimentazione carbonatica di piattaforma (Fm. del Serla Superiore e Piattaforme anisiche indifferenziate), di paleoalto intermedio con sedimentazione bacinale pelagica condensata, ed aree «bacinali intermedie» caratterizzate da una lenta sedimentazione pelagica carbonatica - terrigena ben ossigenata (Fm. del M. Bivera

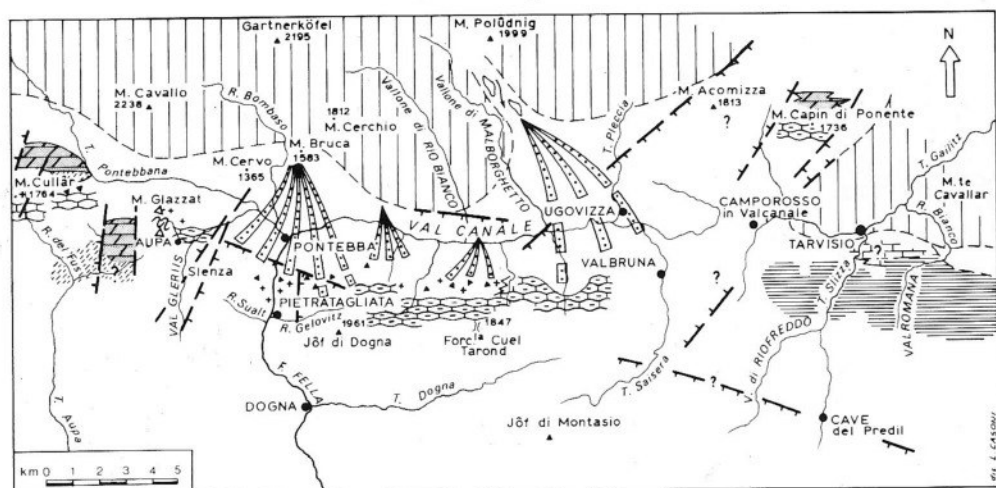


Fig. 10 - Paleogeografia schematica illirica inf. (Zona a *Paraceratites trinodosus*), non palinospastica, in corrispondenza dell'inizio della regressione del ciclo *b*.



in facies normale). Fra la Val d'Aupa e la Valbruna si instaurarono condizioni «bacinali intermedie» (Fm. del M. Bivera con facies miste) in continuità ambientale forse con quelle settentrionali di Capin di Ponente. Nel settore occidentale la linea di costa era alta e frastagliata. I limiti fra i vari sottoambienti deposizionali marini erano caratterizzati da pareti di faglia attive, fonti di breccie e frane. Nel settore orientale la transizione fra l'area marina e l'isola orientale era invece più graduale, forse del tipo *ramp*. Complessivamente i delta-conoidi principali mantennero la posizione che avevano durante il Pelsonico, pur con una locale tendenza retrogradazionale.

I lineamenti tettonici principali erano orientati ancora  $O10^{\circ}N, N10-30^{\circ}E$  e  $N30^{\circ}O$ .

Durante questo periodo comparvero tufiti anche molto grossolane, ad indicare la vicinanza delle aree sorgente. A nostro parere queste erano ubicate, per analogia con quanto avverrà nel periodo successivo, nelle aree emerse settentrionali.

#### Anisico superiore: Illirico superiore (Fig. 11).

Al culmine della regressione del ciclo *b* e all'inizio della trasgressione del ciclo *c1*, il solco intermedio fu colmato dal terrigeno e l'area settentrionale riacquistò un carattere continentale unitario.

Nello stesso tempo l'area marina meridionale fu caratterizzata da una differenziazione topografica-ambientale ancora più marcata. In questo periodo si possono distinguere chiaramente:

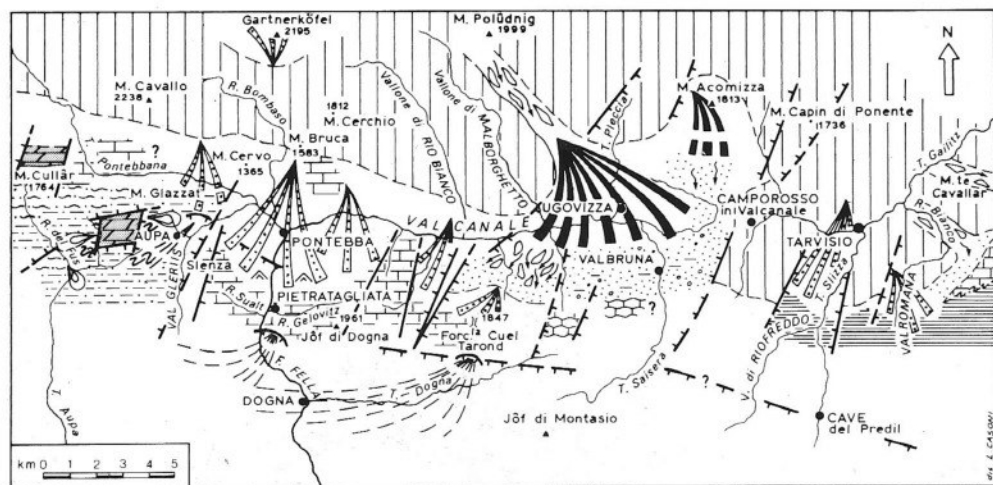


Fig. 11 — Paleogeografia schematica illirica sup. (Zona a Parakellnerites), non palinspastica, in corrispondenza dell'inizio della trasgressione del ciclo *c1*.

1) Il settore occidentale topograficamente assai articolato, caratterizzato dalla giustapposizione spaziale di blocchi sollevati con sedimentazione di piattaforma carbonatica (Piattaforma indifferenziata del M. Salinchiè e Creta dal Crons), di blocchi intermedi con sedimentazione di laguna carbonatica e di bacino marino aperto di bassissima profondità (spiaggia sommersa), di blocchi ribassati di bacino profondo con sedimentazione torbidityca sottile (Torbidity d'Aupa inferiori). Il raccordo fra le aree sollevate e quelle bacinali avveniva per lo più attraverso pareti di faglia attive. Dai bordi delle aree di alto si staccavano frane composte per lo più del materiale poco o per nulla cementato della copertura sedimentaria.

2) Il settore intermedio, fra Pontebba e Valbruna, caratterizzato da prevalenti lagune carbonatiche e miste, più o meno aperte (Calcari di Pontebba), smembrate in settori che ricevevano localmente cospicui apporti terrigeni (Breccia di Ugovizza s.s.) da un delta conoide ubicato nel Pontebbano e da apparati distributori (delta - conoidi) alimentati dai fiumi della Valle di Ugovizza. Una parte del materiale terrigeno, forse incanalato in canyons, attraversava il sistema di lagune ed alimentava il bacino marino torbidityco adiacente.

3) Un'area di baia e bacino ristretto, col fondo talvolta in condizioni anossiche, bordava la Dorsale Tarvisiana, da cui riceveva locali cospicui apporti terrigeni attraverso un sistema di delta-conoidi prima e poi fluviali. Complessivamente però la transizione fra l'area emersa e quella bacinale doveva essere meno netta che in altre località e sui bordi potevano instaurarsi ambienti lagunari carbonatici.

Durante questo periodo il margine settentrionale della Dorsale passava probabilmente per il Gartnerkofel (cf. Farabegoli & Levanti, 1982; Fois & Jadoul, 1983).

I lineamenti tettonici attivi erano ancora quelli dei cicli precedenti. E' da notare che esiste un'ottima corrispondenza paleogeografica fra le facies ubicate attualmente a nord e a sud della Linea Fella - Sava; la leggera deviazione verso occidente della porzione meridionale dell'apparato di Ugovizza è imputabile ad una particolare distribuzione areale degli ambienti anisici (confermata dalla evoluzione paleogeografica successiva), e solo in parte a fenomeni di raccorciamento alpino.

#### **Anisico superiore - Ladinico inferiore (Fig. 12).**

Durante la parte sommitale dell'Anisico sup., al passaggio col Ladinico, una fase tettonica minore (c2) provocò un ulteriore riassetto della paleogeografia.

Complessivamente la dorsale emersa settentrionale mantenne l'unitarietà acquisita precedentemente, ma diminuì la sua estensione areale; i locali solleva-

menti dovettero essere però particolarmente intensi, a giudicare almeno dall'enorme apporto terrigeno arenaceo. In corrispondenza della fase trasgressiva, l'area della Dorsale Pontebbana posta immediatamente a sud del Gartnerkofel era decisamente meno estesa dell'area della Dorsale Tarvisiana, che comprendeva gli intorno di Ugovizza e il Tarvisiano anche a meridione della Linea Fella-Sava. La Dorsale Pontebbana nel periodo regressivo-trasgressivo fu sede di una intensa attività vulcanica, testimoniata direttamente da livelli ignimbrici (cf. Cros, 1982) e indirettamente dall'abbondante materiale di origine vulcanica mescolato al terrigeno.

L'area marina meridionale era composta complessivamente da tre settori.

1) Il settore ad occidente del Pontebbano era occupato da un'ambiente marino topograficamente differenziato. Ad ovest di Pontebba infatti la successione orizzontale degli ambienti è del tipo X, Y, Z: laguna carbonatica (Calcari di Pontebba), piattaforma carbonatica (Fm. del Contrin, Dolomia dello Schlern o piattaforma anisico-ladinica indifferenziata), piattaforma terrigena di bassa profondità (Fm. dell'Ambata s.l.) e/o scarpata-bacino a sedimentazione torbiditica sottile (Torbiditi d'Aupa inferiori).

Negli intorno di Pontebba un'area di alto strutturale e topografico ubicato in posizione esterna rispetto al sistema deposizionale descritto favorì l'accrescimento di una piattaforma carbonatica in posizione più distale (Fm. del Contrin del M. Slenza) e la ripetizione orizzontale del sistema deposizionale X, Y, Z. La stretta lingua di bacino interposta fra i due sistemi, più subsidente, si estendeva verso oriente e raccoglieva parte del terrigeno proveniente dal settore adiacente.

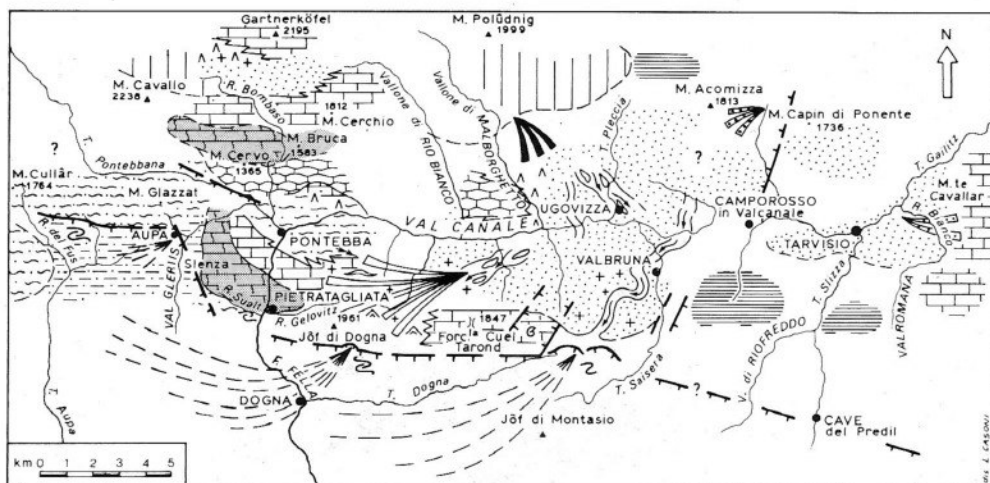


Fig. 12 - Paleogeografia schematica illirica sup. (Zona a Parakellnerites), non palinspastica, in corrispondenza della trasgressione-regressione del ciclo c2.

2) Fra il Pontebbano e Valbruna si estendeva un'ampia area continentale, prosecuzione meridionale (a sud della Linea Fella—Sava) di quella della Valle di Ugovizza. Il terrigeno (Arenarie del Rio Gelovitz) alimentava con un grande delta sottoposto all'influsso della marea un sistema di lagune e di aree marine di bassa profondità (Calcari di Pontebba p.p.); nell'area del Cuel Tarond, meno inquinata dal terrigeno, poteva iniziare a crescere anche una piattaforma carbonatica (Dolomia dello Schlern basale).

3) Il settore orientale è meno articolato e si compone essenzialmente di un insieme laguna — baia carbonatica (facies calcareo—marnose del Gruppo di Buchenstein) che bordava la terra emersa tarvisiana.

## CONCLUSIONI

I risultati di questo lavoro permettono di fornire ulteriori informazioni geologiche sull'area del Friuli nord—orientale, con particolare riguardo ai seguenti argomenti: 1) stratigrafia mediotriassica; 2) paleoambienti e paleogeografia anisici; 3) tettonica mediotriassica; 4) tettonica alpina.

1) *Stratigrafia mediotriassica*. La successione anisica dell'area carnica — friulana è costituita da tre cicli sedimentari di II ordine, appartenenti ad un ciclo tettonico—sedimentario di I ordine compreso fra il Permiano medio — superiore ed il Carnico medio. I rapporti spaziali delle unità stratigrafiche (Fig. 7, 13) risultano in gran parte simili a quelle delle Dolomiti.

L'unità più antica (Formazione del Serla Inferiore) è carbonatica, a geometria tabulare, pur con variazioni laterali dello spessore e delle facies anche sensibili. È ricoperta da unità terrigene e miste carbonatiche — terrigene — vulcaniche riferibili al Gruppo di Braies, interdigitate con almeno tre unità carbonatiche (Formazione del Serla Superiore, Formazione del Contrin e Dolomia dello Schlern). Le unità terrigene hanno continuità laterale piuttosto modesta. Nell'ambito di questa revisione litostratigrafica si è preferito mantenere in alcuni casi una nomenclatura informale con validità locale (Conglomerati di Rio Senata, Arenarie del Rio Gelovitz) mentre in altri casi è stato possibile correlarle con quelle delle Dolomiti e della Carnia (Fm. di Agordo, Fm. di Dont, Fm. del M. Bivera, Breccia di Ugovizza s.s.).

2) *Paleoambienti e paleogeografia anisici*. Durante l'Anisico l'evoluzione sedimentaria dell'area carnica — friulana seguì un trend complesso.

La piattaforma carbonatica tidale pericontinentale, in progradazione dall'Anisico inferiore, iniziò a smembrarsi nell'Anisico superiore (parte basale) a causa di ripetute fasi tettoniche.

In corrispondenza dei momenti di massima regressione dei cicli tettonico—

sedimentari di II ordine, rispettivamente nel Pelsonico e nell'Ilirico superiore si delinèò un'area emersa persistente (Dorsale Paléocarnica anisica) limitata verso sud da sistemi deposizionali marini del tipo X, Y, Z (Fig. 7–12). La dorsale era allineata in senso N10°O. La lunghezza locale è di circa 35 km, ma essa si estendeva in modo discontinuo verso ovest per almeno 100 km fino al Cadore. La stima della larghezza presenta un margine di incertezza maggiore per l'intensa tettonica alpina sviluppata in senso parallelo. Considerando tuttavia che almeno nell'Ilirico superiore l'area del Gartnerkofel apparteneva alla parte intermedia del margine settentrionale della Dorsale, e considerando un raccorciamento meridiano post-anisico di tre volte, la sua larghezza può essere stimata in circa 25–30 km. Durante l'Ilirico inferiore la Dorsale Paleocarnica fu divisa in due parti (Dorsale Pontebbana e Dorsale Tarvisiana) da un solco longitudinale a sedimentazione marina (Fig. 10).

Le aree marine meridionali furono caratterizzate dall'aumento progressivo ma discontinuo della profondità. Solo durante il ciclo più recente (c) raggiunsero condizioni infraneritiche con sedimentazione torbiditica.

Durante lo stesso periodo l'area emersa settentrionale fu caratterizzata da una intensa attività vulcanica, con emissione di lave, ignimbriti e tufi. La transgressione della Dorsale avvenne probabilmente nell'Ilirico per il settore occidentale, ma solo nel Ladinico inferiore per il settore orientale, ovunque ad opera di un mare sottile. Questo fatto conferma la tendenza della stessa a mantenere il carattere di area di alto meno subsidente.

La ricostruzione dell'assetto paleogeografico nei diversi momenti sembra discretamente attendibile, sia perchè le linee tempo sono confermate da un numero sufficiente di faune e flore nelle macro- e microfacies (v. Tab. 1), sia perchè l'intensa tettonica successiva (Fig. 1) non sembra aver obliterato porzioni rilevanti o significative delle coperture sedimentarie anisiche. In particolare in corrispondenza della fascia più tettonizzata, occupata dalla lineazione Fella-Sava, solo nel quadrante occidentale mancano porzioni significative delle facies di transizione fra il dominio continentale e quello marino, ben rappresentate invece ad oriente. Anche nel primo caso tuttavia non si può escludere che tale lacuna sia in realtà imputabile almeno in parte alla scarsità di affioramenti. Non bisogna dimenticare infatti che la transizione fra il dominio continentale e quello marino avveniva su distanze ridottissime (1–3 km), come si vede nel settore orientale, e come è stato dimostrato in aree delle Dolomiti con tematiche deposizionali simili, poco o nulla disturbate dalla tettonica alpina e ricche di affioramenti (cf. Bosellini, 1968; Pisa et al., 1979; Brandner, 1984).

3) *Tettonica anisica*. Le evidenze dirette di campagna sono relativamente scarse, e consistono in alcuni filoni sedimentari e in pochi specchi, e forse pareti di paleofaglia associate a lenti di megabrecce.

Informazioni indirette, ma certamente più complete, sull'assetto paleotet-

tonico si ricavano invece dalla disposizione delle fasce isopiche e dall'analisi paleogeografica (Fig. 8–12).

In primo luogo la disposizione delle coperture sedimentarie permiane e triassiche che predatano le fasi tettoniche anisiche suggerisce un assetto generale blandamente anticlinalico – sinclinalico, con assi disposti in direzione O10–20°N, interrotto da faglie longitudinali e trasversali. Mentre il settore settentrionale fu sottoposto prevalentemente ad una tettonica rigida di sollevamento (positiva), il settore meridionale subì una tettonica negativa. La transizione rapida fra i due domini, caratterizzata dalla costante presenza di un sistema di apparati distributori costieri del tipo delta conoide, suggerisce la presenza di elementi disgiuntivi longitudinali orientati O10–20°N, che svincolavano meccanicamente l'elemento anticlinalico da quello sinclinalico. Alcune di queste strutture, riattivate dalla tettonica alpina (Fella – Sava, M. Brizzia, M. Gartnerkofel), sono state evidenziate per la Dorsale Pontebbana da Fois & Jadoul (1983). Nel settore meridionale l'attività di lineamenti longitudinali orientati O10–20°N è dimostrata dalla disposizione spaziale dei sistemi X, Y, Z, e dalle transizioni rapide e persistenti fra le piattaforme carbonatiche ed i bacini marini adiacenti. Lo stesso controllo tettonico ha disposto in senso meridiano il delta delle Arenarie del Rio Gelovitz (Fig. 12).

L'intera struttura anticlinalica – sinclinalica è stata tagliata da fasci di elementi disgiuntivi trasversali, orientati N45°E, N10°O e N45°O. Per effetto di queste lineazioni la Dorsale Paleocarnica è stata divisa in due settori (Paleocarnica Pontebbana e Tarvisiana) che hanno subito un'evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanica solo in parte simile. Gli stessi lineamenti tettonici trasversali hanno determinato la posizione dei principali apparati distributori del terrigeno, e di quello di Tarvisio in particolare.

Gli elementi strutturali maggiori hanno mantenuto sostanzialmente le loro posizioni relative durante tutto l'Anisico sup. (2–2.5 M.A.), bloccando nelle medesime posizioni gli elementi paleogeografici più sensibili al mutare dell'assetto paleostrutturale: apparati distributori, piattaforme carbonatiche, aree di alto strutturale e relativi margini (Fig. 8–12). Non si sono rilevate rotazioni nel tempo degli elementi tettonici ed esiste ovunque una sostanziale corrispondenza (ovviamente nei limiti posti dagli affioramenti e dalla tettonica alpina) fra le facies della Dorsale e quelle bacinali adiacenti; in altre parole non sembrano dimostrabili sensibili traslazioni orizzontali (longitudinali e trasversali) sinsedimentarie delle facies.

4) *Tettonica alpina*. L'analisi delle facies ha permesso di verificare in parte la correttezza di alcune ipotesi relative alla cinematica alpina di questo settore dell'area carnica – friulana. In particolare per quanto riguarda la Linea Fella – Sava (Fig. 1) si può confermare per il comparto occidentale una componente prevalente compressiva. Per quello orientale, ove la linea ha un rigetto massimo

verticale di 1,5 km e una componente destra legata agli ultimi movimenti sismotettonici alpino – quaternari (Zanferrari et al., 1982; Cavallin & Giorgetti 1983; Cavallin et al., 1984), l'entità della componente trascorrente deve invece essere modesta, comunque inferiore al potere di risoluzione offerto dai corpi sedimentari meglio definiti da questa attraversati (stimabile in 1–2 km). Risulta inoltre non definibile con questo tipo di analisi l'entità del raccorciamento alpino subito dalla Dorsale Paleocarnica (stimato in media circa tre volte da altri AA). Nei riguardi delle altre strutture alpine merita una segnalazione la Linea del Rio Sualt–Val Gleris (Fig. 1), che presenta una trascorrenza invece considerevole, stimabile in circa 10 km (?). Questa componente orizzontale potrebbe in parte giustificare il disallineamento delle facies anisiche superiori della Val d'Aupa, disposte decisamente troppo a nord rispetto alle corrispondenti facies isopiche del Pontebbano (Fig. 11, 12).

#### Ringraziamenti.

Gli Autori ringraziano la Dott.ssa E. Fois e il Dott. E. Garzanti per la collaborazione nello studio delle microfacies, i Prof.ri C. Rossi Ronchetti e M. Gaetani per la revisione critica del manoscritto.

I disegni sono di L. Casoni, le foto di G. Chiodi.

#### BIBLIOGRAFIA

- Agip (1977) - Temperature sotterranee. Inventario dei dati raccolti durante la ricerca e la produzione di idrocarburi in Italia. Ed. *Agip*, pp. 1–1930, Milano.
- Armstrong R. L. (1978) - Pre-Cenozoic Phanerozoic time scale—computer file of critical dates and consequences of new and in-progress decay—constant revisions. *Studies in Geology*, n. 6, *Am. Ass. Petr. Geol.*, pp. 73–91, Tulsa.
- Assereto R. (1961) - La geologia della valle di Ugovizza (Alpi Carniche). *Boll. Serv. Geol. It.*, v. 82, pp. 100–148, 5 tav., Roma.
- Assereto R. (1966) - Sul ritrovamento di Cefalopodi anisici in Val Romana (Alpi Giulie Occidentali). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 72, n. 3, pp. 591–606, 1 tav., 5 fig., Milano.
- Assereto R., Brusca C., Gaetani M. & Jadoul F. (1977) - Le mineralizzazioni Pb – Zn nel Triassico delle Dolomiti. Quadro geologico e interpretazione genetica. *L'Industria Mineraria*, anno 28, n. 6, pp. 367–402, Roma.
- Assereto R., Desio A., Di Colbataldo D. & Passeri L. D. (1968) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 14 A Tarvisio. *Serv. Geol. Italia*, 70 pp., 12 fig., Roma.
- Assereto R. & Pisa G. (1978) - A propos d'une récente monographie de Ph. Lagny sur la géologie de la Conca di Sappada (Cadore nord-oriental, Italie). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 84, n. 1, pp. 93–120, 17 fig., Milano.
- Bechstädt T. & Brandner R. (1970) - Das Anis zwischen St. Vigil und dem Hohlensteintal (Pragser – und Olangser Dolomiten, Sudtirol). *Fest. Geol. Inst., 300 Jahr – Feier Univ. Innsbruck*, pp. 9–103, 18 tav., 4 fig., Innsbruck.
- Bianchin G., Carulli G. B., Frizzo P., Longo Salvador G., Mantovani F., Masé G., Mezzacasa

- G. & Semenza E. (1980) - Carta geologica della zona fra il T. Chiarzò e il F. Fella (Alpi Carniche). Coord. E. Semenza. Scala 1:20.000, 3 fogli, 1 tav., profili. *Grafica Ferrarese*, Ferrara.
- Blendinger W. (1983) - Anisian sedimentation and tectonics of the M. Pore - M. Cernerera area (Dolomites). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 89, n. 2, pp. 175-208, 20 fig., Milano.
- Bosellini R. (1968) - Geologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali. *Mem. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.*, s. 8, v. 36, n. 2, pp. 204-210, Roma.
- Brandner R. (1984) - Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. *Jb. Geol. B.-A.*, v. 126, n. 4, pp. 435-475, 25 fig., Wien.
- Brandner R. & Mostler H. (1982) - Der geologische Aufbau der Schrengebietes und seiner weiteren Umgebung. In: Osterr. Geol. Ges. (Ed.) - Exkursionführer zur 4 Jahrestagung der Osterreichischen geologischen Gesellschaft, pp. 1-42, 3 tav., 19 fig., Innsbruck.
- Broglio Loriga C., Masetti D. & Neri C. (1983) - La Formazione di Werfen (Scitico delle Dolomiti occidentali: Sedimentologia e Biostratigrafia. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 88 (1982), n. 4, pp. 501-598, 6 tav., Milano.
- Brusca C., Gaetani M., Jadoul F. & Viel G. (1982) - Paleogeografia e metallogenese del Triasico sudalpino. In: Omenetto P. (a cura di) - Correlazioni tra paleogeografia e mineralizzazioni. Conv. S. G. I., Padova. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 22, pp. 66-82, Roma.
- Cavallin A. & Giorgetti F. (1983) - Elementi geologici e geofisici per un modello geodinamico dell'Italia nord-orientale e suoi rapporti con l'Appennino. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 24, pp. 79-87, 3 fig., Roma.
- Cavallin A., Giorgetti F., Martinis B. (1984) - Geodynamic outline of north-eastern Italy and seismogenetic implications. In Brambati A. & Slejko D. (Ed.) - The O.G.S. Silver Anniversary Volume, pp. 69-92, 14 fig., Trieste.
- Carulli G. B., Frascari F. & Semenza E. (1982) - Geologia delle Alpi Tolmezzine (Carnia). In: Castellarin A. & Vai G. B. (a cura di) - Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale. *Guide Geol. Reg. S.G.I.*, pp. 337-348, Bologna.
- Carulli G. B., Giorgetti F., Nicolich R. & Slejko D. (1982) - Friuli zona sismica: sintesi dei dati sismologici, strutturali e geofisici. In: Castellarin A. & Vai G. B. (a cura di) - Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale. *Guide Geol. Reg. S.G.I.*, pp. 361-370, Bologna.
- Cros P. (1980) - Relations paléogéographiques entre la sédimentation tufacée et les apports terrigènes, Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 85 (1979), n. 3-4, pp. 953-989, 2 tav., 4 fig., Milano.
- Cros P. (1982) - Découverte d'ignimbrites anisiennes et remaniement d'ignimbrites ladinienes. Interprétation paléogéographique du Trias des Alpes Carniques Orientales (Italie et Autriche). *C. R. Acad. Sc. Paris*, v. 284, n. 2, pp. 911-914, 2 fig., Paris.
- Desio A. (1925) - La costituzione geologica delle Alpi Giulie Occidentali. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*, v. 64, pp. 258-312, 6 fig., Pavia.
- De Zanche V. & Farabegoli E. (1982) - Scythian-Anisian lithostratigraphic units in the Southern Alps. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, v. 9, pp. 299-308, 3 fig., Innsbruck.
- Farabegoli E. & Guasti M. (1980) - Anisian lithostratigraphy and paleogeography of M. Rite (Cadore, Southeastern Dolomites). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 85 (1979), n. 3-4, pp. 909-930, 1 tav., 10 fig., Milano.
- Farabegoli E. & Levanti D. (1982) - Triassic stratigraphy and microfacies of the Monte Pleros (Western Carnia, Italy). *Facies*, n. 6, pp. 37-58, Erlangen.
- Farabegoli E., Pisa G. & Ott. E. (1977) - Risultati preliminari sull'Anisico della Conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 95 (1976), pp. 659-703, 11 fig., Roma.

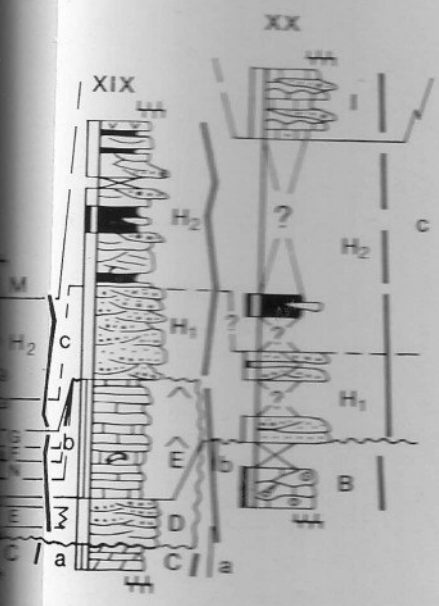
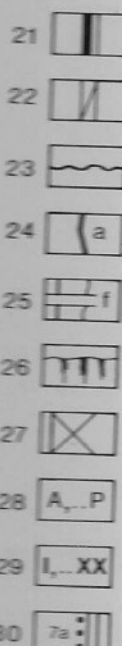
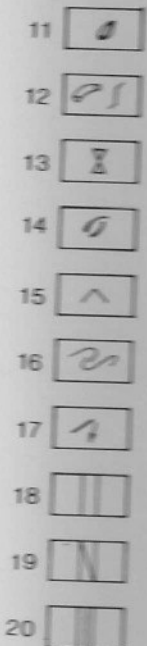


- Farabegoli E. & Viel G. (1981) - Tectono-sedimentary cycles in Southern Alps. *Int. Ass. Sed., 2nd European Meeting*, p. 56, Bologna.
- Farabegoli E. & Viel G. (1982) - Litostratigrafia della Formazione di Werfen (Trias inf.) delle Dolomiti Occidentali. *L'Industria Mineraria*, n. 6, pp. 1-4, Faenza.
- Flügel E. (1977) - Environmental model for Upper Paleozoic benthic calcareous Algae communities. In: Flügel E. (Ed.) - Fossil Algae, recent results and developments, pp. 314-343, 4 tav., 3 fig., 8 tab., Springer-Verlag, Berlin.
- Fois E. & Jadoul F. (1983) - La Dorsale Paleocarnica anisica di Pontebba. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 89, n. 1, pp. 3-30, 1 tav., 9 fig., Milano.
- Frascardi F. (1982) - Stratigrafia, paleotettonica e assetto strutturale della zona mediana carnica. In: Castellarin A. & Vai G. B. (a cura di) - Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale. *Guide Geol. Reg. S.G.I.*, pp. 329-335, Bologna.
- Frascardi F., Spalletta C., Vai G. B. & Venturini C. (1981) - Foglio 14 Pontebba. In: Castellarin A. (a cura di) - Carta tettonica delle Alpi Meridionali (scala 1:200.000), pubbl. n. 441 Prog. Fin. Geodinamica CNR, pp. 23-30, Tecnoprint, Bologna.
- Frascardi F. & Vai G. B. (1981) - Fogli 4c - 13 Monte Cavallino - Ampezzo. In: Castellarin A. (a cura di) - Carta tettonica delle Alpi Meridionali (scala 1:200.000), pubbl. n. 441 Prog. Fin. Geodinamica, pp. 31-38, Tecnoprint, Bologna.
- Gortani M. (1921) - Progressi nella conoscenza delle Alpi Carniche Principali. *Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat.*, v. 34, pp. 142-197, Pisa.
- Gortani M. & Desio A. (1925) - Carta geologica delle Tre Venezie al 100.000, Foglio Pontebba. *Sez. Geol. R. Magistrato alle Acque*, Padova.
- Gortani M. & Desio A. (1927) - Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie al 100.000, Foglio Pontebba 14, 86 pp., 1 tav., *Sez. Geol. R. Magistrato alle Acque*, Padova.
- Homann W. (1969) - Fazielle Gliederung der Unteren Pseudoschwagerinenkalke (Unterperm) der Karnischen Alpen. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, pp. 265-280, 4 fig., Stuttgart.
- Jadoul F. & Nicora A. (1979) - L'assetto stratigrafico-paleogeografico del Trias Medio-Superiore della Val d'Aupa (Carnia Orientale). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 85, n. 1, pp. 1-30, 1 tav., 7 fig., Milano.
- Kingston D. R., Dishroon C. P. & Williams P. A. (1983) - Global basin classification system. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, v. 67, n. 12, pp. 2175-2195, Tulsa.
- Lagny P. (1974) - Emersion médiotriasique et minéralisations dans la Région de Sappada (Alpes Orientales Italiennes): Le Gisement de Salafossa, un remplissage paléokarstique plombo-zincifère. *Thèse Doct. Sc. Nat. Univ. Nancy*, 366 pp., 18 tav., 103 fig., Nancy.
- Marinelli M., Viel G. & Farabegoli E. (1980) - Il Permo-Trias delle Alpi Meridionali: evoluzione tardo-ercinica di un bacino marginale di retroarco ensialico. *L'Industria Mineraria*, s. 3, anno 1, n. 6, 14 pp., Roma.
- Metzeltin S. (1973) - Stratigrafia del Trias Medio del Monte Tersadia (Carnia). *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 79, n. 3, pp. 271-300, 5 tav., 4 fig., Milano.
- Mutti (1978) - Analisi di facies. In: Ricci Lucchi F. - Sedimentologia, Parte III, pp. 32-39, 11 fig., 2 tab., Clueb, Bologna.
- Odin G. S. & Letolle R. (1982) - The Triassic Time Scale in 1981. In: Odin G. S. (Ed.) - Numerical dating in Stratigraphy, pp. 523-533, 5 fig., John Wiley & Sons, Chichester.
- Ott E. (1972) - Zur Kalkalgen - Stratigraphie der Alpine Trias. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, v. 21, n. 1, pp. 455-464, 1 tab., Innsbruck.
- Pasini M. (1963) - Alcuni Fusulinida della serie del Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 69, n. 3, pp. 337-382, 6 tav., 3 fig., Milano.

- Pasini M. (1965) - Fusulinidi. Una chiave analitica per la determinazione dei generi. Ed. *Palaeont. Ital.*, 107 pp., 18 tav., 9 fig., Pisa.
- Pia J. (1937) - Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Sudtiro., 248 pp., 14 tav. (di cui una carta geol. 1:50.000), 17 fig., 6 tab., Wien.
- Pieri M. & Groppi G. (1981) - Subsurface geological structure of the Po plain, Italy. Pubbl. n. 414, Progr. Fin. Geodinamica (S. P. Modello Strutturale) CNR, pp. 1-13, 7 tav., 10 fig., Bologna.
- Pisa G. (1974) - Tentativo di ricostruzione paleoambientale e paleostrutturale dei depositi di piattaforma carbonatica medio-triassica delle Alpi Carniche sud-occidentali. *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 13, pp. 35-83, 34 fig., Roma.
- Pisa G., Farabegoli E. & Ott E. (1979) - Stratigrafia e paleogeografia dell'Anisico della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 18, pp. 63-92, 1 tav., 22 fig., Roma.
- Selli R. (1963 a) - Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie. *Giorn. Geol.*, v. 30, pp. 1-136, 7 tav., Bologna.
- Selli R. (1963 b) - Cenni stratigrafici e tettonici sulle Alpi Carniche e Giulie Occidentali. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 83, pp. 349-366, Roma.
- Venturini C. (1981) - Foglio 14 a Tarvisio. In: Castellarin A. (a cura di) - Carta tettonica delle Alpi Meridionali (scala 1:200.000), pubbl. n. 441, Progr. Fin. Geodinamica (S. P. 5) CNR, pp. 19-20, Tecnoprint, Bologna.
- Viel G. (1979) - Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali). Parti I, II. *Riv. It. Paleont. Strat.*, v. 85, n. 1, 2, pp. 85-126, 297-352, 39 fig., Milano.
- Wilson J. L. (1975) - Carbonate facies in Geologic History. V. di 471 pp., 30 tav., 18 fig., Springer-Verlag, Berlino.
- Zanferrari A., Di Bartolomei G. et al. (1982) - Carte neotettoniche dell'Italia Nord-Orientale. 3 Carte alla scala 1:400.000. *STEM Mucchi*, Modena.

Fig. 13 - Riproduzione di alcune delle sezioni stratigrafiche più significative misurate. *Legenda:* 1) peliti, arenarie, arenarie vulcaniche, breccie e conglomerati (la scala grafica orizzontale indica le classi granulometriche delle arenarie di Wentworth); 2) calcari; 3) dolomie microcristalline; 4) calcari e dolomie meso- macrocristalline in banchi; 5) rocce miste carbonatiche - terrigene; 6) breccie intraformazionali; 7) ooliti; 8) Alghe *Dasycladaceae*; 9) Ammoniti; 10) Gasteropodi; 11) Brachiopodi; 12) piste di limivori (a) e tane (b); 13) Lamellibranchi bentonici indifferenziati; 14) Lamellibranchi pelagici; 15) ripples da onda; 16) gradazione inversa; 17) struttura caotica da slumping; 18) colore grigio; 19) grigio chiaro; 20) grigio scuro; 21) rossastro e violaceo; 22) verde; 23) superficie erosiva regionale; 24) cicli tettonico-sedimentari a, b, c (c1, c2); 25) faglie; 26) filoni sedimentari; 27) intervallo non esposto; 28) Unità stratigrafiche: A) Gruppi di Auernig e di Rattendorf, B) Formazione di Werfen, C) Formazione del Serla Inferiore, D) Conglomerati di Rio Senata, E) Formazione di Agordo, F) Formazione di Dont, G) Formazione del M. Bivera, H) Breccia di Ugovizza l. s., H1) Breccia di Ugovizza s.s., H2) Arenarie del Rio Gelovitz, I) Calcari di Pontebba, L) Torbiditi d'Aupa, M) Gruppo di Buchenstein, N) Formazione del Serla Superiore, O) Formazione del Contrin, P) Dolomia dello Schlern; 29) Sezioni stratigrafiche rappresentate: I - Val d'Aupa galleria, II - Rio del Fus, III - Rio del Fus alto, IV - VII Rio dell'Andri - Val d'Aupa, VIII - Rio Glazzat, IX - M. Slenza est, X - M. Bruca, XI - Clap Forat, XII - Rio Gelovitz, XIII - Strada M. Poccet, XIV - M. Piccolo, XV - Rio Senata, XVI - Rio Smeodezza, XVII - Cuel Tarond, XVIII - Rio Ranco, XIX - Vallone Carscin, XX - M. Cavallar; 30) Intervalli stratigrafici dettagliati nelle Fig. 4, 5.





Geopra - L. CASOUI

Tab. 1 – Caratteri microscopici delle unità del Gruppo di Braies

---

 CONGLOMERATI DI RIO SENATA
 

---

## Microfacies

Rudstones e floatstones litoclastici poco granoclassati; clasti subspigolosi tra cui selce nera e quarzo ialino. Wackestones-packstones intrabioclastici.

## Contenuto faunistico

Nei litoclasti: Crinoidi, Lamellibranchi pelagici e non pelagici, Ostracodi, Alghe *Cyanophyceae* (*Porostromata*), Radiolari, Foraminiferi bentonici (*Tolypammina gregaria* Wendt, *Glomospirella* sp.).

Tra i litoclasti: Crinoidi, Lamellibranchi pelagici, piccoli Brachiopodi (*Tetractinella* sp.), Gasteropodi, Radiolari, Alghe *Dasycladaceae* (*Teutlopora* cf. *nodosa* (Schaffhäutl), Foraminiferi bentonici (*Trochammina* cf. *almtalensis* Koehn-Zaninetti, *Diplostroma* cf. *astrofimbriata* Kristan-Tollmann, *Ammobaculites radstadtensis* Kristan-Tollmann, *Ammobaculites* sp., *Ophthalmidium* sp., *Glomospira sinensis* Ho, *Glomospira semiplana* (Kochansky-Devidé & Pantic), *Involuntina* cf. *minuta* Koehn-Zaninetti, *Tolypammina gregaria* Wendt), Problematica (*Tubiphytes* sp., *Thaumato-porella parvovesiculifera* (Raineri)), tessuto vegetale.

---

 FORMAZIONE DI AGORDO
 

---

## Microfacies

Packstones-grainstones oolitico-intrabioclastici, slumps, grani rivestiti. Wackestones-mudstones argillosi, bioturbati e pellettiferi.

V. Tav. 5a, c, d.

## Contenuto faunistico

Echinoidi, Lamellibranchi pelagici e non pelagici, Brachiopodi (*Tetractinella trigonel-*

*la* (Schlotheim)), Ostracodi, Gasteropodi, Alghe *Dasycladaceae* (*Teutlopora* cf. *nodosa* Schaffhäutl), Problematica (*Tubiphytes* sp.), Foraminiferi bentonici (*Diplostroma astrofimbriata* Kristan-Tollmann, *Trochammina almtalensis* Koehn-Zaninetti, *Ammobaculites radstadtensis* Kristan-Tollmann, *Endothyrella wirzi* (Koehn-Zaninetti), *Ophthalmidium* cf. *chialingchiangense* (Ho), *Agathammina* cf. *iranica* Zaninetti, Brönnimann, Bozorgia & Huber, *Tolypammina gregaria* Wendt, *Endothyra* sp., *Nodosinella* sp., *Lagenidae*, *Glomospira* sp.).

---

 FORMAZIONE DI DONT
 

---

## Microfacies

Rudstones litoclastici mal cerniti; packstones intrabioclastici e subliteniti.

## Contenuto faunistico

Nei litoclasti: Lamellibranchi, Alghe *Cyanophyceae* (*Porostromata*), Echinoidi, Ostracodi, Foraminiferi bentonici (*Diplostroma astrofimbriata* Kristan-Tollmann, *Tolypammina gregaria* Wendt, *Trochammina* sp.). Tra i litoclasti: Lamellibranchi pelagici, Radiolari, Ostracodi, Foraminiferi bentonici (*Meandrospira* cf. *dinarica* Kochansky-Devidé & Pantic, *Ammobaculites* sp.).

---

 FORMAZIONE DEL M. BIVERA
 

---

## Microfacies

Facies conglomeratica: rudstones litoclastici. Clasti intraformazionali e provenienti da tutte le unità anisiche più antiche.

## Contenuto faunistico

Facies conglomeratica (nei litoclasti e parzialmente nella matrice): Radiolari e Lamellibranchi pelagici intraformazionali. Presenti faune caratteristiche delle unità anisiche più antiche.

Facies normale: Lamellibranchi pelagici, Radiolari, Ostracodi, Echinoidi, spicole di Spugne monoassone, Foraminiferi bentonici (*Glomospirella* sp., *Nodosinella* sp.), Ammoniti.

---

### BRECCIA DI UGOVIZZA

---

#### Microfacies

Vedi testo.

#### Contenuto faunistico

Nei litoclasti: Alge *Dasycladaceae*, Alge *Cyanophyceae* (*Porostromata* e *Spongiostromata*), Problematica (*Baccanella* sp., *Tubiphytes* sp.), Poriferi (*Olangocoelia otti* Bechstädt & Brandner), Foraminiferi bentonici (*Endothyranella wirzi* (Koehn—Zaninetti), *Ammobaculites radstadtensis* Kristan—Tollmann, *Tolypammmina gregaria* Wendt, *Diplostromina astrofimbriata* Kristan—Tollmann, *Trochammmina* sp.).

Nelle calcareniti superiori: Echinoidi, Radiolari, filamenti pelagici.

---

### ARENARIE DEL RIO GELOVITZ

---

#### Microfacies

Litareniti a elementi carbonatici (35—90%), vulcaniti a chimismo andesitico—dacitico (5—35%), metamorfici ed arenacei (20—50%). Intercalazioni di rudstones litoclastici provenienti dalla Fm. del Contrin e dai Calcari di Pontebba. Nella facies continentale e nel settore orientale di quella marina alcuni clasti sono pedogenizzati e alla sommità si intercalano tufiti medio—grossolane.

V. Tav. 6a, b, c.

#### Fossili

Nella facies continentale sono assenti fossili autoctoni. Nei sedimenti marini dell'unità tra i clasti sono presenti: Lamellibranchi, piccoli Gasteropodi, frustoli carboniosi flui-

tati, frammenti di Rettili e Pesci, Echinoidi, Alge *Cyanophyceae* (*Porostromata*), Alge *Dasycladaceae* (*D. annulata* Schafhüttl, *Teutloporella* cf. *aequalis* (Gümbel), *Teutloporella* sp., *Teutloporella triasina* (Schauroth)), Problematica (*Tubiphytes* sp.), Foraminiferi bentonici (*Meandrospira* cf. *deformata* Salaj, *Ammobaculites* sp., *Diplostromina astrofimbriata* Kristan—Tollmann). Nei litoclasti si sono determinati i seguenti Foraminiferi: *Agathammina judicariensis* Premoli Silva, *Trochammmina almtalensis* Kohen—Zaninetti, *Glomospira sinensis* Ho, *Ammobaculites* sp., *Ophthalmidium* sp., *Glomospirella* sp., *Tolypammmina gregaria* Wendt.

---

### CALCARI DI PONTEBBA

---

#### Microfacies

Wackestones—packstones intrabioclastici; localmente bindstones e bafflestones con Alge *Cyanophyceae* (*Porostromata* e *Spongiostromata*) e Poriferi, e floatstones litoclastici.

V. Tav. 6d.

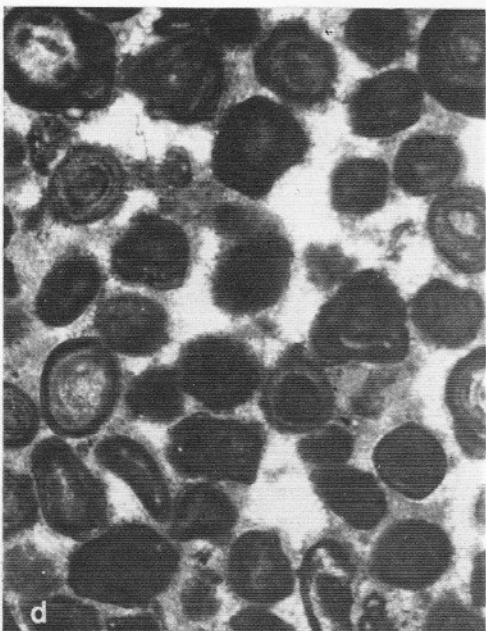
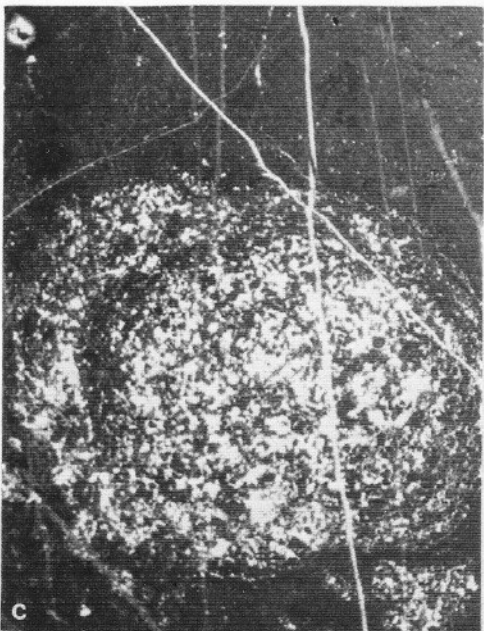
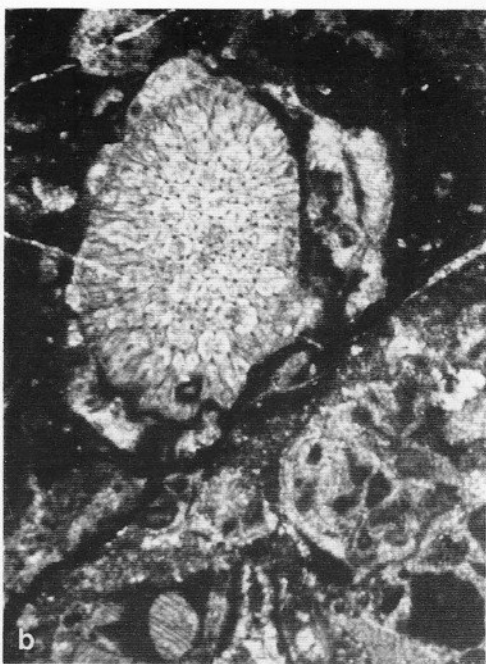
#### Contenuto faunistico

Lamellibranchi, Crinoidi, Echinoidi, Brachiopodi (*Tetractinella trigonella* (Schlottheim)), Poriferi (*Olangocoelia otti* Bechstädt & Brandner, *Celyphia zoldana* Ott, Pisa & Farabegoli), Problematica (*Tubiphytes* sp.), Alge *Dasycladaceae* (*Diplopora annulata* Schafhüttl, *D. annulatissima* Pia, *Teutloporella peniculiformis* Ott), Alge *Cyanophyceae* (*Porostromata*), Foraminiferi bentonici (*Trochammmina almtalensis* Koehn—Zaninetti, *Endothyranella wirzi* (Koehn—Zaninetti), *Ammobaculites radstadtensis* Kristan—Tollmann, *Duostomina alta* Kristan—Tollmann, *Tolypammmina gregaria* Wendt, *Diplostromina astrofimbriata* Kristan—Tollmann, *Ophthalmidium* cf. *chialingchiangense* (Ho), *Agathammina* sp., *Dentalina* sp., *Endothyranella* sp., *Hemigordius* sp., *Nodosinella* sp., *Nodosariidae*).

## TAVOLA 5

Microfacies caratteristiche del Gruppo di Braies, porzione inferiore.

- a) Wackestone bioclastico con *Dasycladaceae* (*Teutloporella nodosa* Schafhäutl) e Bivalvi oncolitizzati. Serie Clap F.; Formazione di Agordo. Campione J 411/82; x 10.
- b) Packstone—wackestone bioclastico con Briozoi, Echinoidi rivestiti da involucri micritici (Alghe *Cyanophyceae*). Serie Clap F.; Formazione del Serla Superiore, litozona inferiore. Campione J415/82; x 15.
- c) Mudstone con tasche pellettifere da bioturbazione. Serie Carscin; Formazione di Agordo. Campione J 165/81; x 17.
- d) Grainstone—packstone ooidale; i nuclei degli ooidi sono sovente Foraminiferi bentonici (*Glomospira* sp.). Località Malga Granuda; Formazione di Agordo. Campione J 152/81; x 22.





## TAVOLA 6

Microfacies caratteristiche del Gruppo di Braies, porzione superiore.

- a) Rudstone litoclastico con clasti microspartitici, ooidali e con bioclasti rivestiti da involucri micritici (*Tolypammia gregaria* Wendt). Serie R. Gelovitz; Arenarie del Rio Gelovitz. Campione J 178/81; x 19.
- b) Alla base sublitarenite, superiormente packstone intrabioclastico con Foraminiferi e piccoli oncoidi. Serie del R. Gelovitz; Arenarie del Rio Gelovitz. Campione J 176/81; x 18.
- c) Wackestone ad Alge *Dasycladaceae* (*Teutloporella triasina* (Schaueroth)) e con extraclasti feldspatici. Serie del R. Gelovitz; Arenarie del Rio Gelovitz sommitali. Campione J/80; x 10.
- d) Bafflestone con Poriferi (*Olangocoelia otti* Bechstädt & Brandner) e piccoli oncoidi. Serie del R. Gelovitz; Calcari di Pontebba. Campione J 88/80; x 12.

