

**DEFORMAZIONI POST-ADAMELLO NELLE ALPI OROBIE.
STATO DELL'ARTE ED IPOTESI DI LAVORO(**)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 139
ABSTRACT	" 139
PREMESSA	" 139
IPOTESI PROPOSTA	" 140
ARGOMENTAZIONI A FAVORE DELLA IPOTESI PROPOSTA	" 141
A) CONSIDERAZIONI STRATIGRAFICO- SEDIMENTOLOGICHE SUI DEPOSITI TERRIGENI GROSSOLANI PRESENTI IN AREE INTRAMONTANE	" 141
B) CONSIDERAZIONI DI CARATTERE MORFOLOGICO	" 148
C) DISTRIBUZIONE GENERALE DEI COR- PI ROCCIOSI E DELLE ZONE STRUT- TURALI	" 148
DISCUSSIONE CRITICA ED IPOTESI DINAMICHE	" 149
BIBLIOGRAFIA	" 150

RIASSUNTO

Vengono esaminati vari indizi congrui nel suggerire la presenza di una fase deformativa neogenica in posizione piú interna rispetto alla flessura pedemontana e alla cintura sepolta della catena (queste ultime già da tempo attribuite a deformazione neogenica).

Tali indizi sono rappresentati da considerazioni morfologiche, da considerazioni concernenti la geometria a grande scala dei corpi rocciosi e dalla presenza di estesi corpi clastici grossolani in posizione intermontana di varia età e formanti ripiani morfologici suborizzontali o basculati verso sud in vario stadio di conservazione. La datazione e distinzione tra i vari corpi di breccie, da un punto di vista cronologico e concettuale, è ancora in corso; ciò non permette al momento di trarre conclusioni definitive, da qui il titolo della presente nota.

La fascia interna, che si suggerisce essere deformata in età neogenica, viene individuata nelle Anticlinali Orobiche; la loro deformazione si ripercuote verso sud nella fascia delle unità carbonatiche alloctone, per una ampiezza compresa tra 10-15 km, che non sembra interessare quindi il margine pedemontano. Rispetto a quest'ultimo gli assi delle anticlinali formano un angolo acuto non trascurabile. Per questo motivo, se entrambe le cinture sono effettivamente di età neogenica, dovrebbero comunque appartenere a fasi diverse.

Lo sviluppo della fascia delle anticlinali viene tentativamente correlato alla trascorrenza destra della Linea Insubrica durante la "fase insubrica".

(*) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università e Centro Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali del C.N.R.; via Mangiagalli 34, 20133 - Milano.

(**) Lavoro presentato al Convegno "Neogene Thrust Tectonics. Esempi da Alpi Meridionali, Appennino e Sicilia". Parma, 8-9 Giugno 1990; eseguito con il contributo M.P.I. 40% "Analisi strutturale dei thrusts neogenico-quadernari dell'Appennino e del Maghreb" (responsabile nazionale G. Papani). Si ringraziano i Proff. G. PAPANI e A. CASTELLARIN per la lettura critica del manoscritto, gli utili suggerimenti e le discussioni sul terreno in occasione dell'escursione B4 del 75° Congresso della Soc. Geol. It.

ABSTRACT

The deformation of the western sector of the Southern Calcareous Alps (Orobic sector) is currently considered either as started only since late Oligocene onward (ROEDER, 1989, 1990), or as a multi-phase belt, whose deformation started since late Cretaceous, and sequentially migrated with time toward the southern foreland in a piggy-back style. In both assumptions the youngest belt is represented by the Giudicarie and Milano Belt buried under the Po plain Pedalpine Homocline Plio-Quaternary in age.

The writers do agree with the latter picture, that is better supported by old and new data, but contend that a belt deformed during the Neogene is also present in the internal, outcropping sector of the chain. This assumption is supported by a few independent circumstantial proofs, such as the morphological and morphostructural relief and the general grain of the various stratigraphic and tectonic units of the Orobic chain, associated with the occurrence of widespread coarse clastic deposits, so far under-estimated.

In the examined area a large variety of terrigenous lithosomes crops out, spanning a very large time interval (from Late Triassic onward), then a great caution must be used in handling them. The characters of the main types is outlined, but the work is still in progress, so that tectonic implications and deductions are somewhat preliminar as reflected in the title.

The asserted Neogene belt is represented by the "Anticlinali Orobiche" en échelon antiformal belt, and by the "Camuna Culmination", located at the southeast of the main belt.

PAROLE CHIAVE: Tettonica a *thrusts*, Propagazione dei *thrusts*, Breccie carbonatiche, Alpi Meridionali, Lombardia.

KEY WORDS: Thrust Tectonics, Thrust sequence, Carbonatic breccias, Southern Alps, Lombardia.

PREMESSA

L'assetto a *thrusts* prevalentemente sud-vergenti, con stile *thin skinned*, delle Alpi Meridionali lombarde è ormai ben noto nelle sue linee essenziali. Esso non si limita alla parte montuosa affiorante della catena, ma continua verso sud sotto le ghiaie e sabbie della "Monoclinale Pedalpina" fino alla cosiddetta "Cintura di Milano" (LAUBSCHER, 1988) che fronteggia direttamente il fronte piú avanzato dell'arco delle pieghe emiliane (PIERI & GROPPI, 1981).

Risolta a favore della compressione crostale la dinamica della messa in posto delle unità alloctone (nel seguito *thrusts* per brevità) il dibattito si è spostato sulla cronologia e la modalità di propagazione della deformazione. A questo proposito sono presenti in letteratura varie proposte.

Uno schema piú volte ribadito (CASTELLARIN, 1984; CASTELLARIN & VAI, 1986), marginalmente modificato da CASTELLARIN *et al.*, 1988 e con queste modifiche recepito nella "Synthetic Structural-Kinematic

map of Italy" (scala 1:2.000.000, 1989), prevede una ripartizione cronologica della deformazione in due fasce ad andamento meridiano. La fascia settentrionale comprende buona parte dei rilievi montuosi, ad eccezione della flessura pedemontana e delle Prealpi bresciane a sud della Valcamonica (a sud della Linea della Val Trompia nelle versioni precedenti) e viene attribuita alla fase Paleogenica (o piú antica). Nella carta strutturale citata tale fase viene denominata "pre-Adamello". Tale attribuzione è suffragata dall'analisi di BRACK (1981) circa le relazioni di precedenza tra pieghe ad asse variabile tra WSW-ENE e SSW-NNE e le rocce intrusive del margine meridionale dell'Adamello.

La seconda fascia comprende la flessura pedemontana, le Prealpi bresciane e la catena sepolta sotto le alluvioni della pianura padana e viene attribuita alla fase Serravalliano-Tortoniana, localmente ulteriormente complicata dalle deformazioni di età messiniana che interessano il fascio giudicariense. I trend strutturali della flessura pedemontana hanno orientazione media WNW-ESE; la loro attribuzione cronologica è suffragata dalla tettonizzazione che coinvolge il "Gruppo della Gonfolite" (molassa sudalpina, cfr. GELATI *et al.*, 1988; BERNOULLI *et al.*, 1989) e dai risultati delle indagini geofisiche effettuate dall'Agip (PIERI & GROPPI, 1981; CASSANO *et al.*, 1986).

DOGLIONI & BOSELLINI (1987, Fig. 16) prevedono invece la possibilità che tutta la catena sudalpina lombarda emergente sia stata interessata sia dall'evento piú antico (tardo-Cretacico - Paleogenico *p.p.* secondo gli autori citati), sia dal successivo evento miocenico che avrebbe propagato la deformazione anche nel settore di catena sepolto. Non forniscono tuttavia per il settore lombardo una esplicita documentazione a sostegno.

LAUBSCHER (1985) indica la tettonizzazione dell'Anticlinale Orobica *s.s.* e delle deformazioni ad essa collegate, come un evento tardivo, senza meglio specificare dal punto di vista cronologico. SCHONBORN indica per lo stadio cui collega le anticlinali orobiche (suo stadio 2) che "there are arguments for pre- as well for post-Adamello activity" (1990, pag. 680).

BERSEZIO & FORNACIARI (1988) partendo dall'analisi delle litofacies cretache presenti al margine pedemontano lombardo, suggeriscono l'esistenza di fasi formative eo-alpine entro il Sudalpino lombardo.

ROEDER (1989, Fig. 11; 1990, Fig. 5; si confrontino i due schemi) suppone che l'evento piú antico sia costituito dalla messa in posto del "Main South Alpine Thrust" (M.S.A.T.) "probably coeval with late-Oligocene uplift of central Alpine basement", che, tenendo conto di dati di WERNER *et al.* (1987), indica essere avvenuto tra 25 e 15 Ma per un dislivello di 29 km.

I raccorciamenti sudalpini sarebbero quindi successivi alla messa in posto dell'Adamello. Di tale opinione sembrano essere BOCCALETTI *et al.* (1990, pag. 4) affermando che "the development of the South Alpine-Northern Apennines orogene took place from the late Oligocene onwards".

Per quanto riguarda la presenza di eventuali fasi neotettoniche (< 5 Ma) CHARDON (1975) fa segnalazioni puntuali di "evidenze" in tal senso nei depositi terrigeni continentali presenti in varie zone delle conche vallive e dei versanti dei gruppi montuosi prealpini orobici. Oltre ai depositi morenici e fluvio-glaciali delle varie fasi glaciali pleistoceniche, CHARDON riconosce estese coltri attribuite a depositi di versante cementati che l'autore ritiene connessi a fasi climatiche

durante il "Villafranchiano"-Quaternario.

Un'indagine di FORCELLA *et al.* (1981) con scopi neotettonici in un'area a nord di quella esplorata da CHARDON, pur mettendo in evidenza la presenza di sciami di lineamenti coniugati, congrui con l'attuale direzione del campo di sforzi, ed altri locali indizi di attività neotettonica, ha evidenziato l'assoluta prevalenza e diffusione di fenomeni di assestamento gravitativo "profondo" dei versanti, che è stato per lo piú interpretato come conseguenza del riaggiustamento isostatico o del venir meno della contropinta delle grandi lingue glaciali pleistoceniche.

Piú recentemente FORCELLA (1988) e FORCELLA & JADOUL (1988) hanno segnalato un affioramento di conglomerati e breccie formanti una cresta, contenenti localmente clasti di "porfiriti" (Passo Olone); per caratteristiche tessiturali e per il sito d'affioramento esse non sono riconducibili alle breccie di versante segnalate da CHARDON (1975). Negli stessi lavori si fa cenno ad un altro lembo, privo di clasti porfiriteici, interpretato da CHARDON nello stesso modo (conglomerati della Corna Busa di Schilpario), ma che per la sua posizione sommitale non lascia scorgere nessuna plausibile zona d'alimentazione nell'ambito della orografia attuale.

IPOTESI PROPOSTA

Lo scopo di questo lavoro è di illustrare indizi di diverso tipo che secondo gli scriventi sono congrui nel suggerire che anche un ampio settore delle Alpi e Prealpi orobiche sia stato coinvolto in una fase neogenica della deformazione, o quanto meno posteriore alla messa in posto del massiccio dell'Adamello.

Gli scriventi sono ben consci che si tratta di indizi e non di prove definitive; da qui il titolo di questa nota. L'area cui si fa riferimento è quella delle Anticlinali Orobiche (AO, TC, AC in Fig. 1) e delle unità carbonatiche alloctone poste a sud di quelle per un'ampiezza di una dozzina di km in senso N-S. Le Anticlinali Orobiche sono date da una triade di antiforismi regionali con assi orientati in direzione WSW-ENE, messe in evidenza da DE SITTER (1949, 1963), che attribuiva loro una genesi precoce durante la fase tettonica subercinica, circa 80-90 Ma fa. Esse mostrano un assetto *en échelon* destro che delinea una fascia ad andamento E-W, le cui estremità sono date dal lago di Como, verso W, e dalla Val Camonica, verso E. Ad ovest del lago di Como affiora un'altra antiforime, detta Luganese, mentre a sud del Massiccio dell'Adamello vi è la Culminazione Camuna (DE SITTER, 1963, Fig. 2) che provoca l'affioramento di una seconda fascia di basamento cristallino e copertura permo-scitica. Essa è localizzata nel settore bresciano (CC in Fig. 1), a sud della fascia principale orobica, posta quest'ultima a ridosso dello spartiacque orobico-valtellinese.

Le antiforismi Luganese e Camuna hanno direzioni assiali del tutto congrue con quella delle tre Anticlinali Orobiche. Verso sud la Culminazione Camuna viene in contatto con la successione carbonatica mesozoica lungo la Linea della Val Trompia.

CASTELLARIN *et al.* (1988) associano i trends triumplici con quelli valsuganesi in un'unica fase tettonica alla quale viene attribuita un'età tortoniana-serravalliana; tale affermazione getta un primo ponte di collegamento tra strutture separate dal fascio giudicariense e dalla zona lessina.

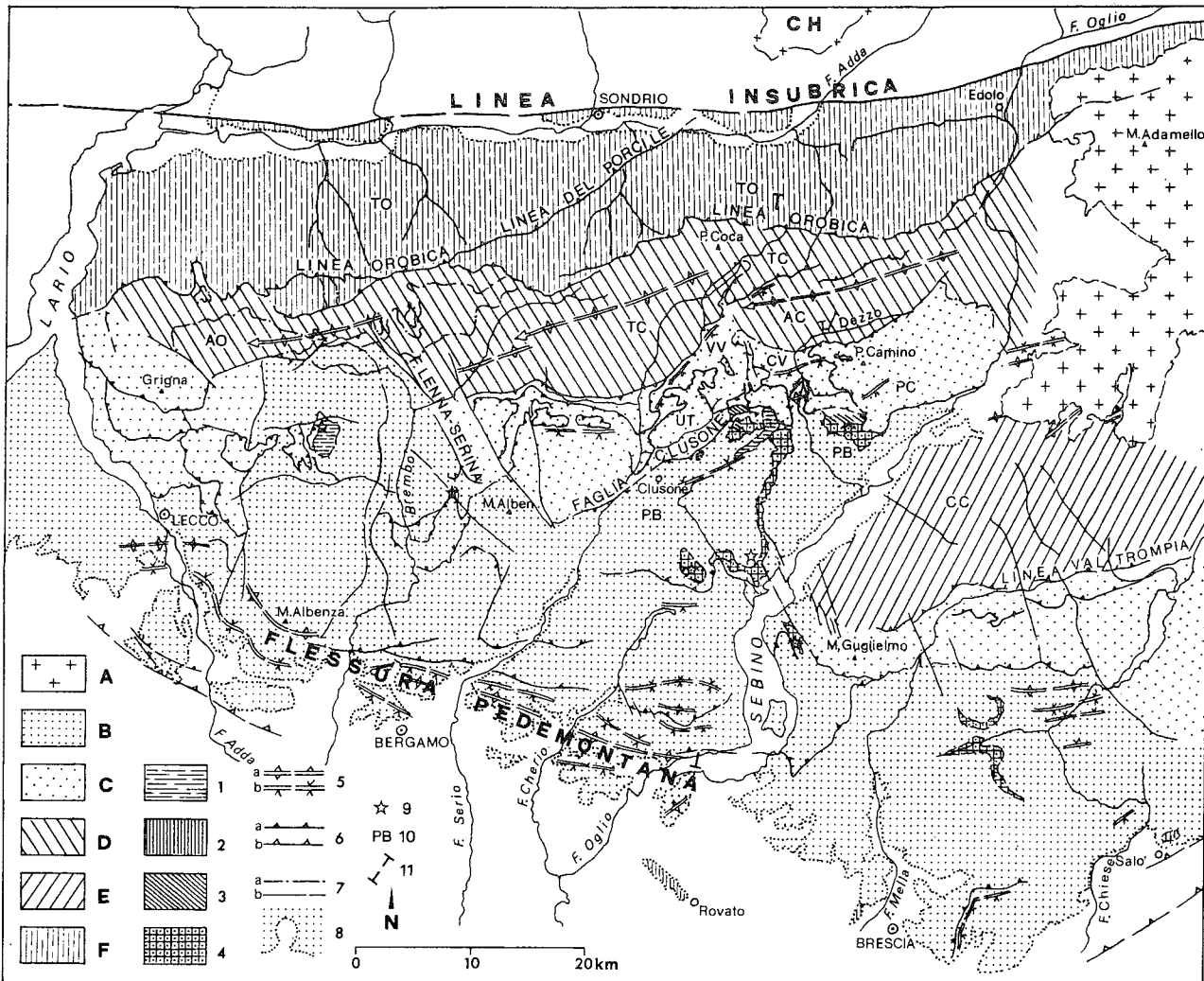


Fig. 1 - Schema geologico-strutturale del Sudalpino orobico ed ubicazione dei principali affioramenti dei corpi terrigeni citati nel testo. A) Massiccio intrusivo cenozoico dell'Adamello; B) "Parautoctono" bergamasco e bresciano il cui limite meridionale è caratterizzato dalla cintura di pieghe e sovrascorrimenti costituenti la "flessura pedealpina", la cui deformazione è di età neogenica; C) Unità carbonatiche alloctone inferiori e superiori, ubicate al bordo meridionale delle Anticlinali Orobiche e della Culminazione Camuna; le unità carbonatiche alloctone superiori costituiscono il fronte più avanzato del Thrust Orobico, esse sovrascorrono o sottoscorrono il "Parautoctono"; D) Anticlinali Orobiche (AO, TC, AC), il cui inarcamento viene ascritto in questa nota ad una fase deformativa di età neogenica; E) Culminazione Camuna (CC), ne viene suggerita la correlazione alle Anticlinali Orobiche; F) Thrust Orobico (TO), costituito in massima parte da basamento cristallino sudalpino, la cui messa in posto viene ascritta ad una fase cretaccio sup. - paleogenica.

1) Conglomerati e breccie cementati che regolarizzano il pendio o costituiscono ripiani terrazzati di fondo valle; "Ceppo" di Bratto; 2) Conglomerati del margine pedealpino di età mio-pliocenica; *Conglomerato di M. Orfano*, *Formazione del Colle di S. Bartolomeo*; 3) Breccie sintettoniche della Presolana di età neogenica non meglio precisata; 4) "Breccie Basali" della *Dolomia Principale*, corrispondenti alla istituenda *Formazione di Castro*; 5) principali strutture antiformali (a) e sinformi (b); 6) principali superfici di scorrimento emergenti (a) o sepolte dalle alluvioni (b); 7) principali contatti pseudo-stratigrafici associati a scorrimenti lungo formazioni incompetenti (a), principali faglie (b); 8) Margine pianura - rilievi e principali coperture di fondovalle; 9) Principali aree caratterizzate da paleosuoli; 10) Sigle delle unità strutturali rappresentate nel blocco diagramma di Fig. 2A, vedi anche FORCELLA, 1988, Fig. 3 per un maggior dettaglio della zona; 11) traccia della sezione geologica rappresentata nella Fig. 2B.

La Fig. 2 schematizza attraverso un blocco diagramma ed una sezione geologica le relazioni geometriche tra le varie unità strutturali presenti nel sudalpino orobico più orientale.

ARGOMENTAZIONI A FAVORE DELLA TESI PROPOSTA

Gli indizi che suggeriscono agli scriventi di ascrivere ad una fase deformativa posteriore alla messa in posto del massiccio dell'Adamello la deformazione delle Anticlinali Orobiche sono i seguenti:

- A) presenza di diffusi depositi clastici medio-grossolani in aree intramontane;
- B) considerazioni di carattere morfologico;
- C) distribuzione generale dei corpi rocciosi e delle zone strutturali.

A) CONSIDERAZIONI STRATIGRAFICO-SEDIMENTOLOGICHE SUI DEPOSITI TERRIGENI GROSSOLANI PRESENTI IN AREE INTRAMONTANE

Nel settore più orientale della catena orobica so-

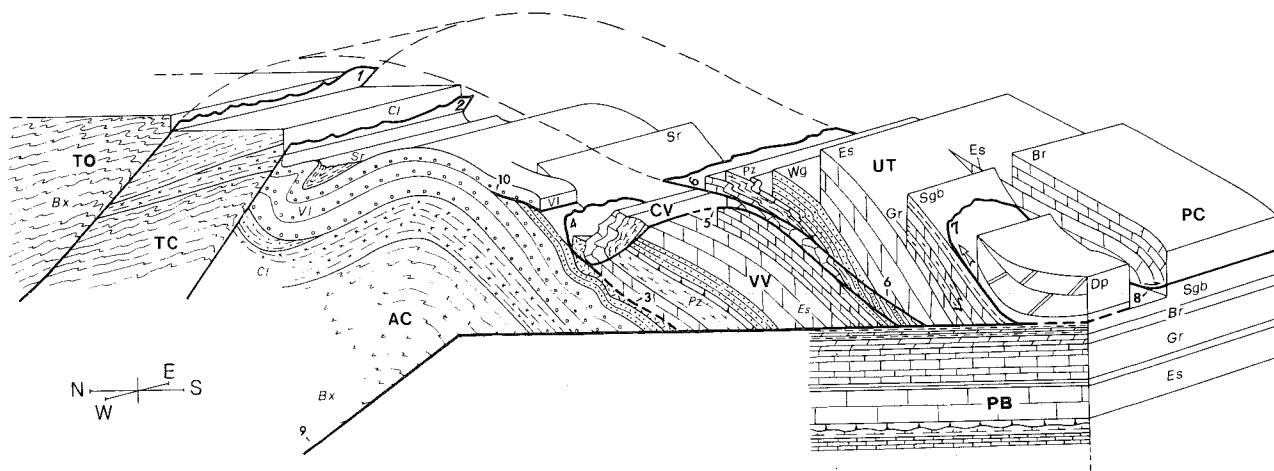


Fig. 2A - Blocco diagramma che riassume in modo schematico e semplificato i rapporti geometrici tra le varie unità strutturali presenti nell'area compresa tra la Linea Orobica e la Faglia di Clusone.

Unità strutturali: **TO** - Thrust Orobico; **TC** - Anticlinale di Trabuchello-Cabianca; **AC** - Anticlinale di Cedegolo; **CV** - Unità della Costa di Valnotte e della Cresta di Valzurio; **VV** - Unità Vigna Vaga ed altre unità alloctone inferiori; **UT** - Unità Timogno ed altre unità alloctone superiori, quali **PC** - Unità Pizzo Camino; **PB** - Parautoctono bergamasco, che forma verso sud-est la copertura settentrionale della Culminazione Camuna, e viene divaricato lungo la Faglia di Clusone, a livello della *Sgb*, in uno *split-apart-system* entro il quale si incunea il fronte meridionale dei *thrusts* ciechi occidentali.

Unità litologiche: **Bx** - Basamento cristallino sudalpino; **Cl** - Formazione di Collio; **Vl** - Verrucano Lombardo; **Sr** - Servino; **Cb** - Carniola di Bovegno; **Ag** - Calcare di Angolo; **Pz** - Calcare di Prezzo; **Wg** - Formazione di Wengen; **Es** - Calcare di Esino; **Gr** - Formazione di Gorno; **Br** - Formazione di Breno; **Sgb** - Formazione di S. Giovanni Bianco; **DP** - Dolomia Principale.

Principali superfici strutturali: **1** - Linea Orobica; **2** - Superficie di embricazione tra TC e AC; **3** - contatto pseudo-stratigrafico, a livello di *Cb*, tra AC e le successioni triassiche più meridionali dell'alta Val di Scalve; **4** - superficie di contatto in rampa tra le Unità CV e VV, evolvente verso sud ad una superficie di *flat* (**5**) basculata verso sud; **6** - superficie di scorrimento delle unità alloctone superiori; **7** - superficie del *roof thrust*, retroscorrimento relativo della parte superiore dello *split-apart-system* (Faglia di Clusone); **8** - superficie di scorrimento delle unità alloctone superiori sulla sequenza triassica più orientale; **9** - superficie di rampa di AC; **10** - locale superficie di accavallamento inclinata a sud, geometria problematica che viene interpretata come l'effetto del basculamento di un locale accavallamento generatosi nelle fasi precoci della deformazione di AC e successivamente basculato dal piegamento antiforme.

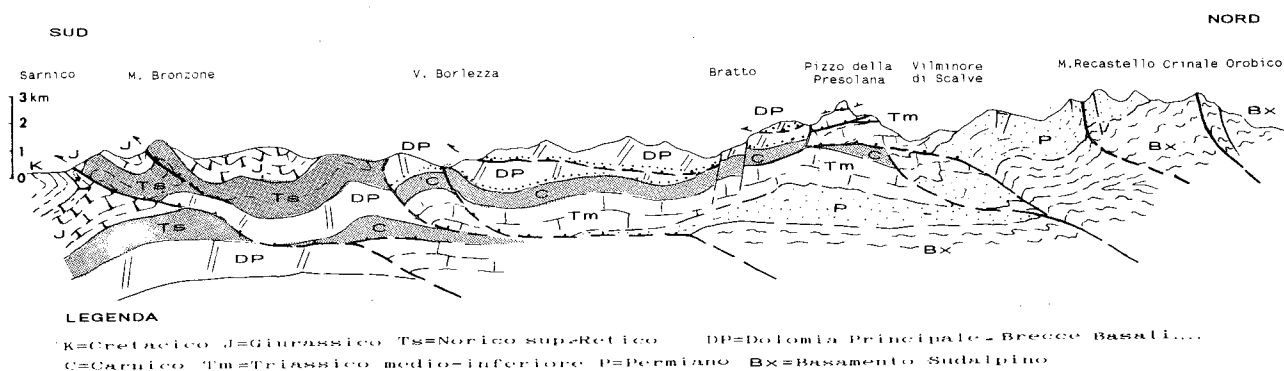


Fig. 2B - Sezione geologica interpretativa attraverso il sudalpino orobico.

no presenti numerosi e vasti affioramenti di breccie e conglomerati, di composizione essenzialmente carbonatica, ascrivibili a formazioni diverse che ricadono in un ampio intervallo temporale comprensivo del Carnico sup. e del Cenozoico-Quaternario. Tali corpi rocciosi mostrano una particolare ricorrenza nell'area compresa tra i sovrascorrimenti della Presolana, la Faglia di Clusone ed il M. Guglielmo (Fig. 3). Separare i diversi tipi di breccie presenti costituisce una premessa indispensabile per un loro corretto utilizzo ai fini dell'interpretazione strutturale. Vengono perciò di seguito esposti i caratteri peculiari di queste unità.

A1) "Breccie Basali" della Dolomia Principale (ASSETTO & CASATI, 1965; JADOUL & ROSSI, 1982)

Si tratta di un'unità particolarmente atipica del substrato mesozoico, caratterizzata dall'intensa tettonizzazione e dall'elevato contenuto in breccie calcaree intraformazionali, in prevalenza disorganizzate, amalgamate, con spessori anche superiori a 200 m.

Essa non trova riscontri nella letteratura geologica delle coperture mesozoiche delle Alpi Meridionali. L'ubicazione delle "Breccie Basali", adiacente alle unità alloctone mesozoiche delle Prealpi bergamasche e bre-

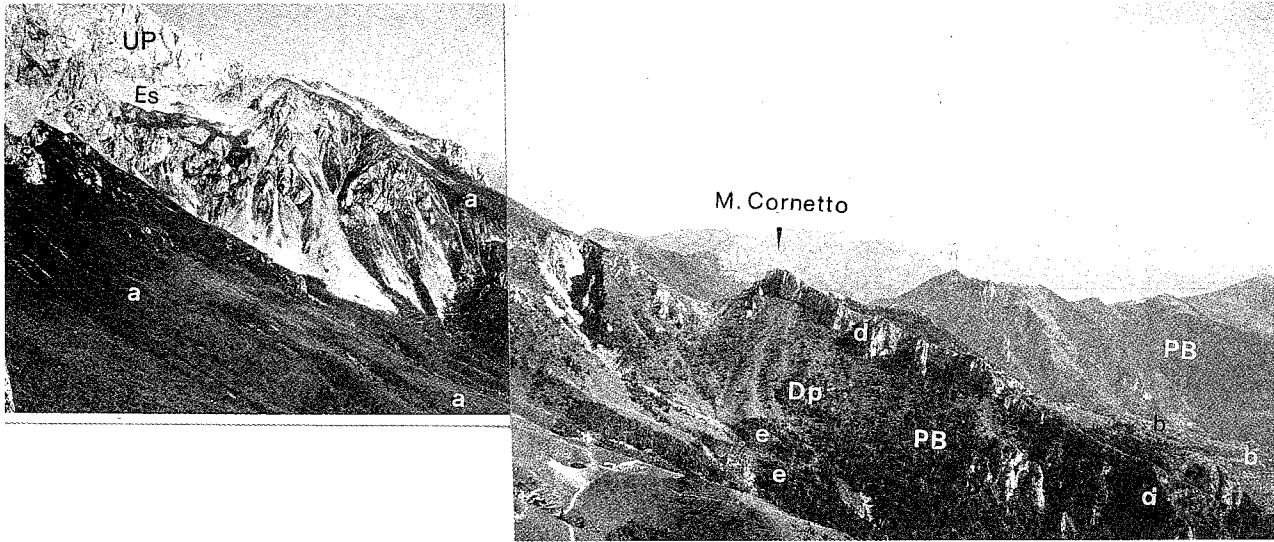


Fig. 3A - Versante meridionale del massiccio della Presolana, Colle della Presolana, M. Cornetto, sulla destra in basso si intravede il ripiano di Bratto.

Sigle utilizzate nella figura: UP) Unità alloctona della Presolana; PB) "Parautoctono" bergamasco; Es) *Calccare di Esino*; Dp) *Dolomia Principale*; a) Breccie cementate recenti che regolarizzano i versanti; b) Breccie cementate costituenti il "Ceppo" di Bratto; c) Breccie sintettoniche della Presolana; d) breccie carbonatiche, talora amalgamate, costituenti una cornice al tetto della *Dp*, inclinata verso Bratto, con morfologia di dettaglio molto articolata, recano al tetto lembi correlabili alle breccie sintettoniche; e) cordoni morenici degli apparati glaciali locali.

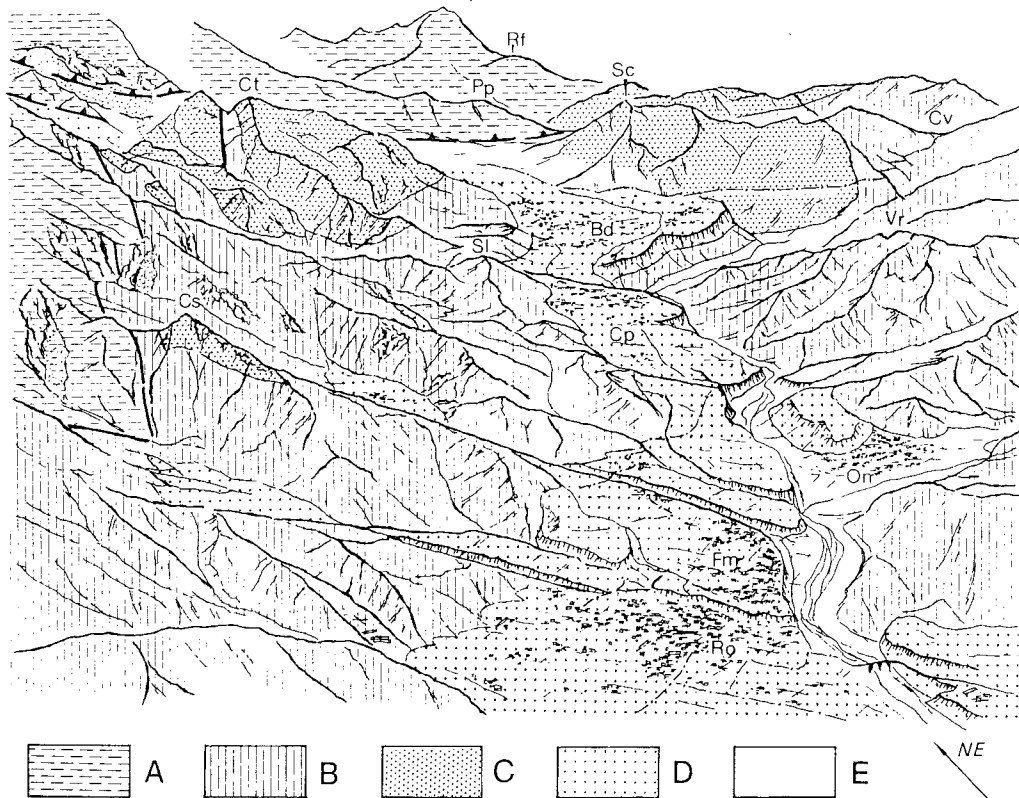


Fig 3B - Vista panoramica da ovest verso est della conca di Castione della Presolana - Bratto - Dorga e relazioni geometriche tra il substrato triassico ed i principali corpi di breccie carbonatiche. Sullo sfondo i rilievi della media Valle del Dezzo-Val d'Angolo. A) Unità carbonatiche alloctone; B) "Parautoctono"; C) Breccie della *Formazione di Castro* e breccie superficiali "antiche", indifferenziate sia per ragioni grafiche sia per il fatto che il loro studio è ancora in corso; D) Breccie superficiali recenti del ripiano di Bratto-Dorga ("Ceppo interglaciale di Bratto") e breccie cementate di pendio che regolarizzano i versanti; E) Principali coperture eluvio-colluviali e detritiche, depositi alluvionali di fondo valle. Principali località visibili nello schema: Bd) Bratto-Dorga, Cp) Castione della Presolana, Cs) M. Castello, Ct) M. Cornetto, Cv) Colle di Vareno, Fm, Fino del Monte, On) Onore, Pp) Pizzo Plagna, Rf) Rifugio S. Fermo, Ro) Rovetta, Sc) M. Scanapà, Sl) M. San Leonardo, Vr) M. Varro.

sciare, e la loro diffusa tettonizzazione, possono creare dubbi sulla loro appartenenza al substrato triassico. Recenti studi stratigrafico - sedimentologici e geochimici (JADOUL *et al.*, in stampa) hanno tuttavia meglio evidenziato i legami stratigrafici di questa successione con le unità di età carnico sup.-norica.

E' in fase di proponimento una nuova formazione (*Formazione di Castro*, nel seguito abbreviata in *Fc*) che comprende i calcari e le breccie appartenenti alla successione interposta tra la *Formazione di S. Giovanni Bianco (Sgb)* e la *Dolomia Principale (Dp)*. L'area tipo si trova nella bassa Val Camonica - Val Borlezza; l'unità è diffusa, seppur in modo discontinuo, in altri settori delle Prealpi lombarde, dal luganese al bresciano. L'elevata tettonizzazione presente nella *Fc* è spiegabile con gli scollamenti e i sovrascorrimenti eo- mesoalpini, ricorrenti alla base di questa unità in corrispondenza dei litotipi a comportamento plastico del *Sgb*.

Una brecciatura e tettonizzazione primaria (sindeposizionale e/o diagenetica) sono ancora riconoscibili all'interno dei clasti (Figg. 4C e 5D) nelle numerose fratture tensionali in parte responsabili della brecciatura autoclastica e di collasso (Fig. 4A, B, C).

Sono tuttavia presenti ulteriori fenomeni di fratturazione-compattazione (le tettofacies e le breccie

stilolitiche sono localmente molto diffuse, Fig. 4D) e localmente di pedogenesi operanti durante fasi deformative alpine, probabilmente neogeniche (cfr. FORCELLA & JADOUL, 1988; FRISIA & JADOUL, 1988).

Il rilevamento sistematico della *Fc* ha inoltre permesso di evidenziare, nella successione di età carnico sup. - norica posta a Sud-Est della Faglia di Clusone, nuove unità strutturali legate a raddoppi della successione stessa (*Klippen* della Corna Lunga, sovrascorrimiento di Bossico, della Corna Trentapassi; BERRA *et al.*, in preparazione).

L'associazione delle litofacies di questa unità è abbastanza peculiare e monotona; si tratta di calcari ricristallizzati, grigio-scuri o nocciola, associati con breccie minute a supporto granulare (Fig. 4A, B). Localmente le breccie sono amalgamate e possono costituire la litofacies nettamente prevalente sui calcari. I clasti sono generalmente centimetrici, subspigolosi, costituiti da micriti, microspariti e pseudospariti (Fig. 4C, D), spesso tra loro compenetrati e amalgamati. I fossili sono praticamente assenti ad eccezione di Ostracodi (Fig. 5C) e rari microrganismi non determinabili. La matrice carbonatica è quasi sempre subordinata, anche a causa di una compattazione diagenetica e/o da stress tettonici tardivi.

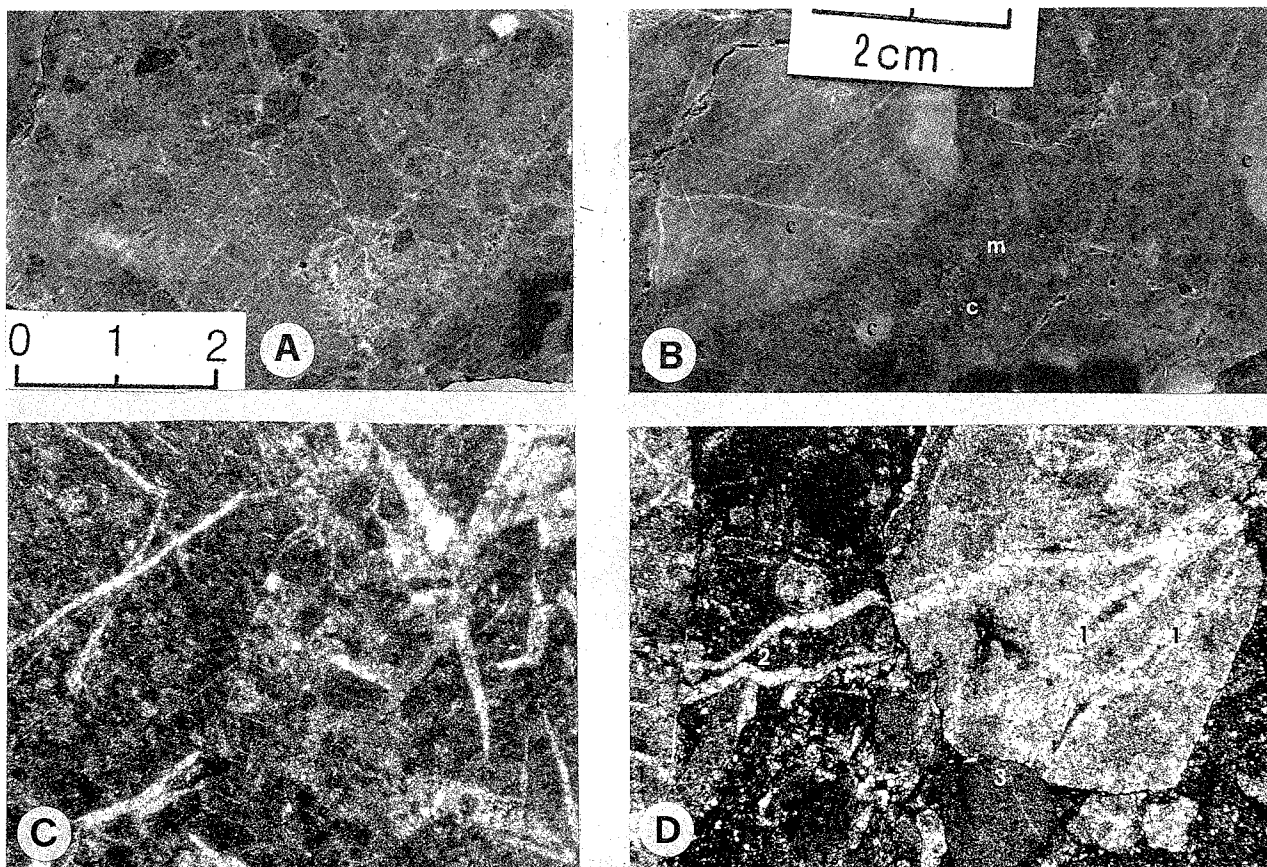


Fig. 4 - Caratteristiche macro- e microscopiche di alcune litofacies a breccie calcaree della *Formazione di Castro (Fc)*. **A)** Breccie poligeniche minute compatte e parzialmente tettonizzate (cataclastiche ?) durante la messa in posto dei *Thrusts* alpini (*Klippe* della Cornalunga). **B)** Particolare di una breccia caotica con clasti (c) e matrice (m) ricristallizzati, sovente con contorni degli elementi sfumati, sono presenti fratture sia interne ai clasti sia pervasive la matrice (Bossico). **C)** Microfacies di breccia monogenica di collasso con tipiche fratture tensionali primarie cementate da calcite spatica, i clasti sono costituiti da *packstone* fine intraclastico- pellettifero ricristallizzato ($\times 18$, Val Piana). **D)** Aspetto tipico delle microfacies delle breccie carbonatiche poligeniche con evidenze di piú episodi di fratturazione, ricristallizzazione, tettonizzazione da sindeposizionali a tardivi alpini; fratture calcitiche interne ai clasti parzialmente obliterate dalla ricristallizzazione (1), fratture che attraversano clasti e matrice (2), stiloliti intergranulari (3) ($\times 18$, M. Scanapà, strada per il M. Pora).

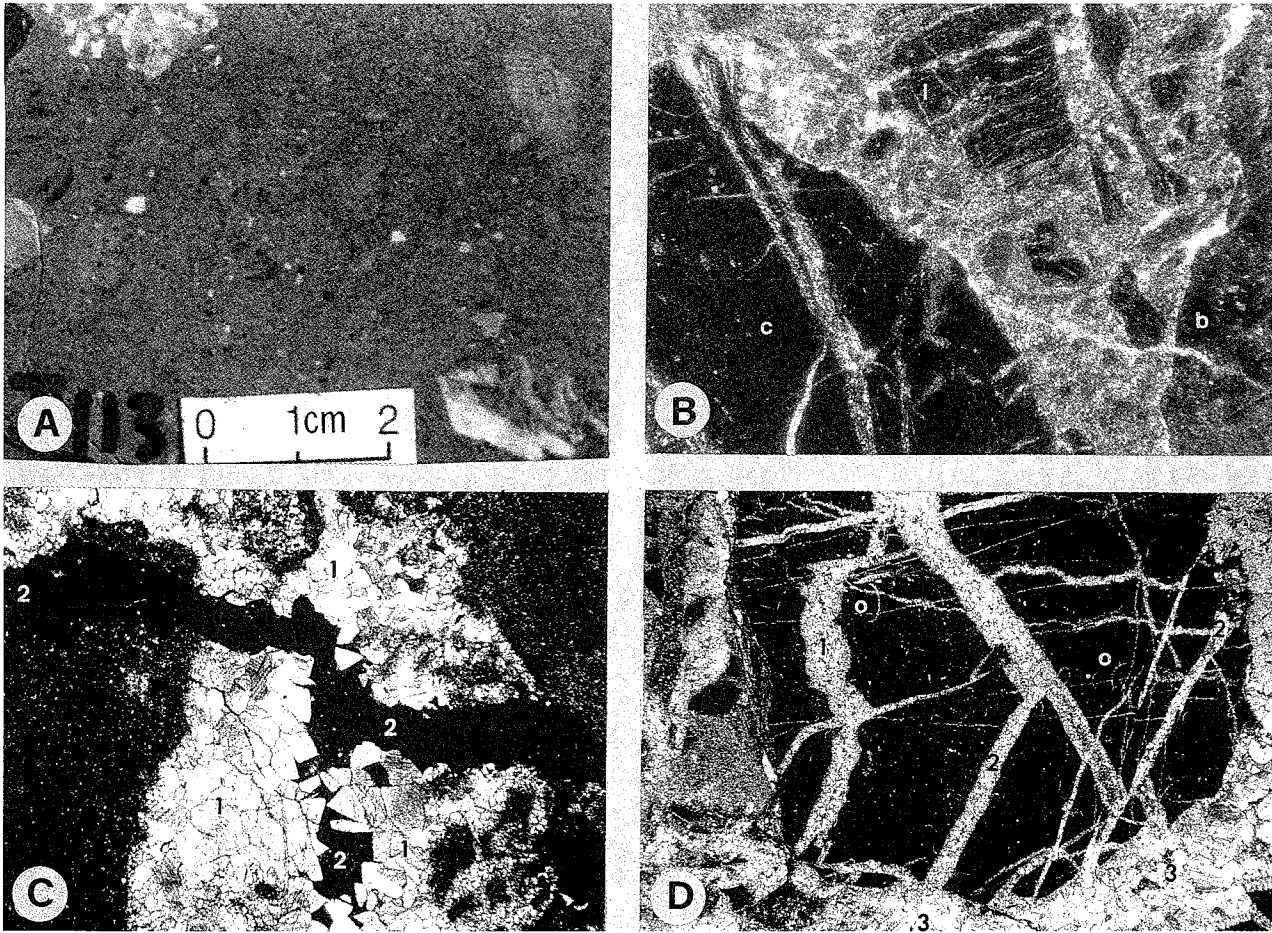


Fig. 5 - Alcuni aspetti macro- e microscopici delle breccie superficiali "antiche" e dei processi tettono- diagenetici- pedogenici sovrainposti alle litofacies della *Formazione di Castro (Fc)*. **A)** Particolare di una breccia con abbondante matrice calcarea ocrea contenente pirite, piccoli intraclasti della matrice e clastini (bianchi) di sparite grossolana di originarie fratture calcitiche; i clasti piú grossi e dispersi sono tettoniti ricche di fratture spatiche di originarie litofacies della *Fc* (Val Supine). **B)** Microfacies di breccia poligenica, in parte rifratturata, contenente clasti di breccie (b), calcari micritici scuri (c) della *Fc* e micriti laminate della *Dp* basale. All' interno dei clasti sono presenti vari ordini di fratture, alcune delle quali tensionali primarie, altre tardive alpine. Breccie amalgamate al tetto della *Fc* (ripiani di Bossico). **C)** Particolare di una frattura-cavità entro microfacies della *Fc*, cementata da calcite spatica (1), in catodoluminescenza luminescente e parzialmente zonata (cfr. FRISIA & JADOUL, 1988). Al nucleo geodico della cavità e nella successiva frattura (2) sono infiltrate marne argillose ocreo-rossastre che possono contenere relitti di paleosuoli ($\times 10$, *Fc* superficiale, Valle dei Mulini, Castione della Presolana). **D)** Particolare di un clasto di micriti scure ad Ostracodi (o) della *Fc*, contenente fratture sindiagenetiche (1) e tardive (2). I cementi spatici intergranulari (3) sono piú tardivi. ($\times 10$, Corni Capreni, Zone).

Le microfacies sono spesso caratterizzate da un'intensa impronta deformativa (fase alpina) che molte volte sovrappone una tettafacies alle strutture sedimentarie originarie. In prossimità delle superfici di sovrascorrimento la litofacies a breccie presenta infatti, oltre a un'intensa ricristallizzazione, anche inclusi di argilliti e di porfiriti di piccole dimensioni (correlabili con adiacenti o sottostanti corpi filoniani terziari della Val Gandino).

Le breccie sono intercalate, soprattutto alla base e al tetto, con calcari micritici in strati amalgamati e con strati di breccie monogeniche che presentano le stesse microfacies dei clasti delle breccie amalgamate poligeniche.

La caratterizzazione geochemica di queste breccie (analisi isotopiche degli elementi stabili dell'ossigeno e del carbonio, elementi in traccia) ha evidenziato valori del delta C13 variabili da positivi a negativi e del delta O18 molto negativi (-7, -14 PDB). Essi sono tipici di ambienti diagenetici (? tardivi) aperti, con circolazione di acque meteoriche, oppure di ambienti sin-

diagenetici con influssi di acque dolci (JADOUL *et al.*, in stampa). Le osservazioni in catodoluminescenza hanno documentato che le calciti di frattura e di cavità, primarie o molto tardive, sono in prevalenza non luminescenti. Alcuni cementi di cavità tardive presentano alcune fasi luminescenti e zonature; probabilmente questi cementi sono connessi con circolazione di acque meteoriche. Le fratture calcitiche connesse invece alle tettafacies risultano luminescenti (arancione) non zonate. Gli elementi in traccia analizzati nei clasti e nella matrice sono poco significativi, per i relativamente alti valori in Cl e Na potrebbero evidenziare episodi di sedimentazione o fasi diagenetiche con possibili interazioni con fluidi ipersalinari.

I processi genetici delle litofacies della *Fc* sono problematici, JADOUL *et al.* (in stampa) ritengono che i processi deposizionali primari siano legati ad ambienti ristretti marino-transizionali, laghi effimeri con salinità fluttuante da iper- a ipo-salina.

A2) Depositi superficiali "antichi" (breccie conglomeratiche neogeniche l.s.; breccie sintettoniche; paleosuoli al tetto della Fc)

Un problema aperto, piú aderente alle problematiche di questo studio, interessa depositi di breccie aventi geometria varia (talora lenti o tasche) che coprono il substrato o la Fc con discordanza non sempre ben individuabile. Vengono correlati ai depositi in questione anche processi pedogenetici.

Si fa qui riferimento agli affioramenti già segnalati da FORCELLA & JADOUL (1988) cui si rimanda per la relativa descrizione petrografica (Fig. 6), e ad altri successivamente ritrovati in zone piú occidentali ed orientali. Tra questi ultimi vengono segnalate in Val Supine affioramenti di breccie (Fig. 5A) con abbondante matrice calcarea ocrea che rivestono in discordanza le pareti verticali costituite dalla Fc; le breccie sono interessate da faglie.

Sottili lembi di breccie e conglomerati a clasti dolomitici o calcarei sono stati rinvenuti in posizione sommitale a colli (Colle di Dossena - Lepreno, Zuc di Massimo - Corno Zuccone in Val Taleggio), associati a breccie della Dp e della Fc. Altri lembi di breccie conglomeratiche a clasti di calcari chiari (*Calcarea di Esino* in prevalenza), ribassati a varie quote di versanti monoclinali da una tettonica distensiva recente e formanti ripiani terrazzati sono stati osservati sul versante sinistro della Val Taleggio (Figg. 7 e 8). Nelle carte geologiche che corredano studi stratigrafici o tettonici (es.: JADOUL, 1985, Fig. 1; SCHONBORN, 1990, Fig. 4) tali breccie non vengono cartograficamente distinte dal substrato facente parte del "Parautoctono" o delle Unità alloctone (*Klippen* della Val Taleggio = *Corno Bruco Klippe* della letteratura in lingua inglese).

Questa mancata separazione può concorrere nel produrre l'immagine del locale (sconcertante) assetto a scacchiera delle *Klippen*, formate alternativamente da Dp inf. (comprendente anche breccie della Fc) e da *Calcarea di Esino*, spesso separate da modestissimi incisi e/o superfici di scoscendimento recente. Le varie *Klippen* sono smembrate da tettonica distensiva, e, secondo SCHONBORN, anche trascorrente destra, fattori che possono rafforzare entrambi la citata disposizione a scacchiera. La tettonica distensiva si protrae senza soluzione di continuità fino al recente manifestandosi

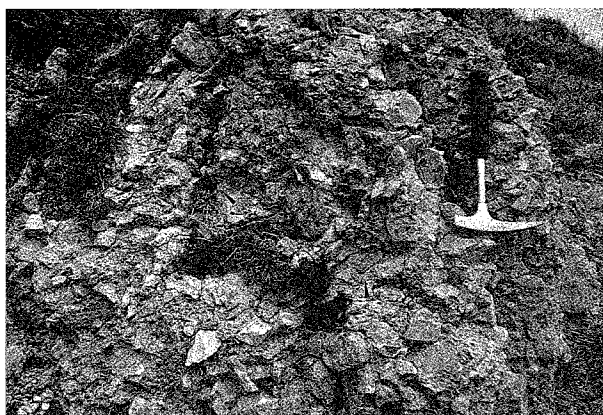


Fig. 6 - Caratteristiche tessiturali macroscopiche delle breccie sintettoniche di Passo Olone; si notano clasti di calcari chiari e di "porfiriti" verdi (indicati dalle frecce) immersi in abbondante matrice arenacea ocrea.

con paleofrane, frane recenti e attuali che spiegano le anomalie morfologiche della zona in questione.

L'innescio di tale tettonica distensiva viene ascritto al basculamento della fascia piú settentrionale del "Parautoctono" a causa della strutturazione delle Anticlinali Orobiche.

Le litofacies del gruppo A2 si differenziano da quelle carniche sottostanti (gruppo A1) per la minore compattazione diagenetica e tettonica, l'abbondanza di matrice marnosa ocrea (Fig. 5A) e, in alcune litofacies di breccie conglomeratiche, per l'arrotondamento piú marcato dei clasti. Gli elementi costituenti le breccie sono inoltre piú poligenici, provenienti in prevalenza dalle litofacies della Fc e localmente dalla parte inferiore della Dp; essi sono a volte molto tettonizzati (Fig. 5A, B). Solo localmente sono presenti clasti di calcari chiari e scuri delle piattaforme ladino-carniche (*Calcarea di Esino*, *Formazioni di Breno* e di *Gorno*) e clasti arrotondati di calcari marnosi, marne ocree e piú raramente vulcaniti alterate. Questi clasti sono simili litologicamente ad alcune matrici delle breccie superficiali e alle peliti del Sgb; per quanto riguarda le vulcaniti esse potrebbero derivare dalle rocce ipoabisali dei complessi filoniani terziari, o meno probabilmente dalle porfiriti ladiniche del M. Guglielmo e carniche della Val Sabbia.

Caratteristica di questo tipo di depositi è inoltre quella di non presentare strutture trattive da corrente, a testimonianza di processi deposizionali connessi in prevalenza a trasporto in massa su distanze brevi in ambiente continentale.

Lo studio delle microfacies delle breccie conglomeratiche ha evidenziato la diretta connessione con le litofacies del substrato affiorante e la presenza diffusa di quarzo autigeno e feldspati. Alcuni clasti presentano una tettonizzazione spinta (Fig. 5A) con piú generazioni di fratture tensionali e stilolitiche che generalmente non interessano la matrice. Tra i componenti le microfacies sono stati rilevati localmente anche frammenti di calcite spatiosa grossolana (idrotermale, di origine tettonica ?) e di tettoniti (cataclasi, clasti intensamente deformati e clivati). Queste breccie sono interessate da piccole fratture calcitiche tardive, blandi fenomeni di stilolitizzazione intergranulare e, localmente, sono dislocate da faglie con indicatori di movimento sia verticali, sia orizzontali.

Considerazioni genetiche sulle breccie superficiali "antiche" e breccie sintettoniche

Se l'interpretazione e l'attribuzione cronologica neogenica delle breccie di Passo Olone data da FORCELLA & JADOUL (1988) sulla base di un locale ritrovamento di clasti porfiritici fosse estrapolabile anche agli altri corpi sedimentari ci si troverebbe di fronte a vasti e diffusi corpi conglomeratici in posizione intramontana, generanti paleosuperfici, attualmente in parte smembrate da eventi tettonici successivi, congrui con una fase di aggradazione conseguente ad un drastico ringiovanimento del rilievo dei settori piú settentrionali in connessione ad una coeva fase tettonica. Tenendo conto delle recenti datazioni radiometriche di ZANCHI *et al.* (1990) di "porfiriti" provenienti da filoni che tagliano i contatti di unità alloctone in alta Valzurio, alcuni corpi di breccie sintettoniche hanno età piú recente di 52-63 Ma.

E' significativo notare che i piú consistenti affioramenti di tali breccie sono ubicati ad ovest della Val

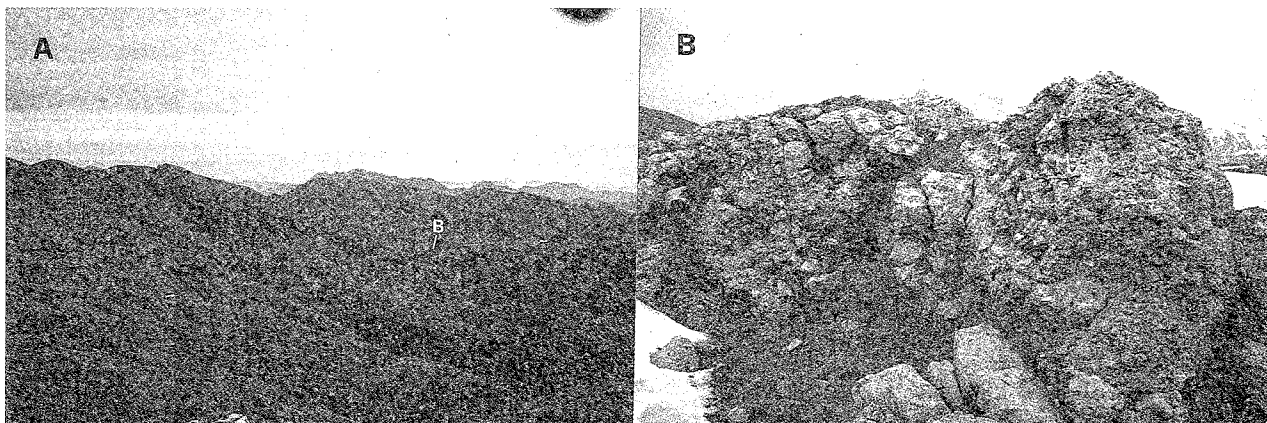


Fig. 7 - A) Ripiano suborizzontale sul versante meridionale del M. Aralalta posto alla q. 1600-1680 m, la sua morfologia di dettaglio è piuttosto articolata a causa di fenomeni carsici, per lo più impostati lungo superfici di scoscendimento che lo ribassano verso sud e sud-est. Alla sommità affiorano breccie, granulometricamente eterogenee, a prevalenti clasti di calcari chiari la cui possibilità di rifornimento da nord è attualmente inesistente. B) Particolare del deposito in questione.

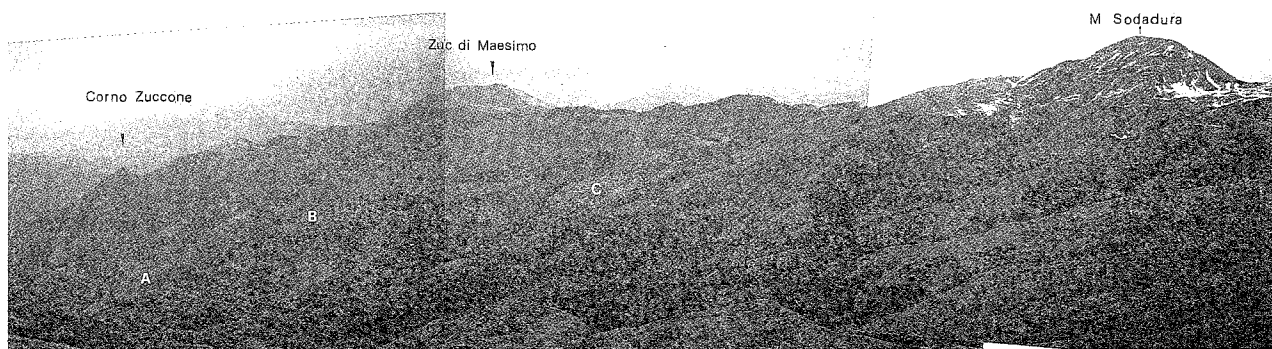


Fig. 8 - Versante meridionale del M. Sodadura, Zuc di Maesimo, Corno Zuccone. Si notano diversi ordini di ripiani posti tra le quote 1200 e 1500 m, inclinati verso sud e sud-est, talora separati da ripide scarpate alte fino ad un centinaio di metri, che sono state interpretate come superfici di scoscendimento subrecente (si notino in particolare i ripiani contrassegnati dalle lettere a, b, c); lungo tali scarpate si impostano le frane recenti e attuali. La sommità di tali ripiani è formata sia da breccie a clasti carbonatici, sia da breccie a clasti dolomitici.

Brembana e ad est di Clusone, cioè ai lati di quella fascia centrale nella quale le unità alloctone superiori (e inferiori) terminano come *thrusts* ciechi sotto la *Dp*, e quindi preservati dall'erosione subaerea fino a tempi recenti. La successiva strutturazione delle Anticlinali Orobiche avrebbe provocato il basculamento dei depositi e delle paleosuperfici, il loro smembramento ad opera della tettonica gravitativa, ed un rinnovato ciclo d'erosione che ha in molti casi interrotto la continuità tra tali depositi e la loro area sorgente.

Il denudamento della copertura soprastante alla *Fc* del settore dell'alto Iseo-Passo della Presolana-Borno potrebbe essere stato tettonico-gravitativo oppure dovuto a processi erosivi. Nel primo caso lo scollamento potrebbe essere stato indotto anche da tettonica gravitativa giustificata da: una possibile riduzione dello spessore delle coperture giurassico-cretaciche nella porzione più interna delle Orobiche, la diffusa presenza nell'area di orizzonti plastici con evaporiti (*Sgb*) alla base della *Dp*, la competenza del litosoma dolomitico della *Dp* rispetto alle sottostanti unità carniche. Nel secondo caso il denudamento potrebbe essere stato favorito dalle litofacies carbonatiche nere, ben stratificate e facilmente erodibili, che costituiscono la ba-

se della *Dp*. Questo avrebbe agevolato l'individuazione di un *plateau* relativamente omogeneo e compatto costituito dal litosoma della *Fc*.

La blanda configurazione sinclinale assunta dalla *Fc* nel settore immediatamente a meridione degli accavallamenti delle unità tettoniche della Presolana e Pizzo Camino, avrebbe permesso l'individuazione di piccoli bacini intramontani dove, in ambiente continentale, si sarebbero deposte le breccie conglomeratiche superficiali "antiche". Questi depositi, nelle zone prossime al fronte dei *thrusts* delle unità alloctone superiori, potrebbero avere risentito delle ultime fasi di movimento tettonico ("breccie sintettoniche", FORCELLA & JADOUL, 1988).

Queste depressioni intramontane si sarebbero conservate sino al Pleistocene permettendo la deposizione di potenti successioni terrigene di questa età (conglomerati e breccie di Rovetta, Castione della Presolana, Songavazzo, vedi gruppo A3).

Paleosuperfici strutturali e fenomeni pedogenici

Nella fascia prealpina si possono osservare relitti più o meno conservati di paleosuperfici suborizzontali o basculate che mal si inseriscono nell'attuale confi-

gurazione dell'evoluzione morfologica del territorio.

In particolare a quote comprese tra 1500 e 1200 m nei settori piú settentrionali (ripiano del rifugio C. Battisti a Nord di Corno del Bruco, Fig. 7A; Corna Lunga-Campo d'Avena. M. Altissimo-Corna Rossa-Pian delle Città), e tra le quote 1000 e 900 m in quelli meridionali (Selvino, Lepreno) sono ancora osservabili resti di paleosuperfici. Esse sono caratterizzate da intensa carsificazione del substrato con formazione di sviluppate e mature strutture carsiche, spessi accumuli di breccie carbonatiche cementate e localmente tasche con resti di paleosuoli e terra rossa. In particolare relitti di terra rossa e di paleosuoli sono stati rinvenuti in molte località al tetto della *Fc* sia come parziale matrice infiltrata nelle breccie, sia come clasti molli. Essi presentano le tipiche strutture di paleosuoli evoluti, in particolare sono caratteristici i feltri costituiti da aghi submillimetrici calcitici e i frammenti di croste ematitico-goetitiche. Allo stato attuale della ricerca non siamo in grado di datare i relativi processi pedogenetici. Le analisi preliminari sembrano tuttavia evidenziare legami genetici piú con eventi climatici terziari o Pleistocenici che con quelli sindeposizionali della roccia incassante (Triassico sup.). Le ragioni di questa preferenza si basano soprattutto sul differente grado di diagenesi individuato nella tipica *Fc* rispetto alle litofacies superficiali della stessa pedogenizzate; infatti queste ultime non sembrano avere subito tutte le fasi di tettonizzazione, ricristallizzazione e compattazione riscontrate nella *Fc*.

A3) Breccie superficiali carbonatiche recenti

In tutta la fascia prealpina questo tipo di breccie è ampiamente diffuso soprattutto come deposito di versante e riempimento terrazzato di fondovalle (es.: "Cepo interglaciale" di Bratto, Figg. 3A, B). Queste successioni sono molto differenti ed eterogenee, coprono un intervallo di tempo relativamente ampio, che parte dal "Villafranchiano", comprende tutto il Pleistocene ed arriva all'Olocene. Si differenziano dalle breccie sin-tettoniche e dai corpi di breccie piú antiche soprattutto per il basso grado di compattazione diagenetica delle matrici e per i tipi di clasti, piú poligenici, che derivano essenzialmente dai processi di erosione delle unità litologiche e tettoniche locali dell'edificio prealpino orobico. Le breccie e le breccie conglomeratiche recenti geometricamente inferiori, e quindi piú antiche, sono sempre ben cementate, possono localmente presentare intercalazioni piú fini arenitico-siltose contenenti laminazioni e strutture trattive di corrente. Localmente (Malga Campo, alta Valle dei Mulini) sono state osservate sottili intercalazioni di calcari detritici con strutture organogene non determinabili entro conglomerati poligenici.

Queste litofacies sono generalmente conservate solo parzialmente sui ripiani strutturali piú elevati e come relitti su versanti e crinali spartiacque, spesso svincolati dal controllo dell'attuale orografia e dagli eventi e processi climatico-sedimentari olocenici o in atto. In alcuni casi i ripiani sono ricoperti da sottili orizzonti discontinui di suoli e/o depositi loessici; sono sovente profondamente carsificati e interessati da dissoluzioni e riprecipitazioni di cementi concrezionari calcitici.

Nelle zone prossime ai sovrascorrimenti delle unità alloctone superiori (Presolana, Faglia di Clusone) i depositi sono interessati da fratture e localmente appaiono leggermente basculati. Nell'ambito di questo vasto

gruppo di depositi sembrano particolarmente diffusi, unitamente a depositi di versante, fluvio-glaciali e morenici, anche accumuli legati a frane di origine varia. Le breccie conglomeratiche di questo tipo sono molto diffuse e potenti nella zona dell'alto Sebino, Val Borlezza e nella conca di Castione della Presolana - Bratto. In queste aree esse sembrano risentire della persistenza di preesistenti strutture e depressioni intramontane neogeniche.

B) CONSIDERAZIONI DI CARATTERE MORFOLOGICO

Le Anticlinali Orobiche costituiscono nel complesso il settore altimetricamente piú elevato e a maggior energia del rilievo delle Orobiche, nell'ambito del quale decorre lo spartiacque orobico-valtellinese.

Su queste unità tettoniche era originariamente adagiato il *Thrust Orobico*, passivamente deformato nella fase tettonica che ha originato le anticlinali e conseguentemente in parte eroso, per cui, in linea generale, non è attualmente conservata la connessione tra il settore piú settentrionale formato dalle rocce del Basamento cristallino sudalpino (*Thrust Orobico* propriamente detto, affiorante prevalentemente sul versante valtellinese) ed il settore piú meridionale caratterizzato da lembi di copertura sedimentaria triassica variamente embricati (Unità alloctone superiori di JADOUX & ROSSI, 1982, Fig. 3). Tale connessione, pur tettonizzata, è invece conservata per breve tratto nel versante lariano delle Grigne (LAUBSCHE, 1985).

Il fianco meridionale di queste anticlinali coincide per larghi tratti con versanti esposti a sud di valli parallele al *trend* della catena (es.: Valtorta, Val Canale, alta Val di Scalve). Tratti vallivi con questa orientazione caratterizzano per lo piú la fascia piú prossima al versante sud dello spartiacque orobico mentre sono assai meno diffusi nel settore centrale e pedemontano, ove predominano invece tratti longitudinali od obliqui, che tagliano trasversalmente le strutture tettoniche, comprese quelle della flessura pedemontana.

Valli trasversali al *trend* della catena caratterizzano anche il piú breve versante valtellinese.

La morfologia della fascia piú settentrionale delle Orobiche appare quindi nel complesso piú strettamente condizionata dall'assetto strutturale di quanto non appaia la fascia centrale e pedemontana, quest'ultima già da tempo ascritta alla fase deformativa neogenica. Per gli scriventi ciò costituisce un indizio di una deformazione piuttosto recente anche per la fascia delle anticlinali.

C) DISTRIBUZIONE GENERALE DEI CORPI ROCCIOSI E DELLE ZONE STRUTTURALI

Il limite meridionale delle Anticlinali Orobiche viene tradizionalmente denominato Linea Valtorta-Valcanale; ad avviso degli scriventi tale linea rappresenta l'integrazione di tratti di diverso significato, alcuni dei quali hanno decorso WSW-ENE, parallelamente all'asse delle anticlinali, con immersione verso sud, altri e piú brevi tratti subverticali hanno decorso ortogonale ai precedenti e vengono interpretati come faglie di svincolo (es.: Faglia Lenna-Serina, trascorrente destra, vedi Fig. 1).

A sua volta la zona delle unità carbonatiche alloctone medio-triassiche è delimitata verso sud dagli affioramenti della *Dp*, con l'eccezione delle *Klippen* della Val Taleggio, e nella maggior parte dei casi è tettonico. Nel settore orientale delle Orobiche esso assume il nome di Faglia di Clusone. Nel settore centrale (tra la val Brembana e la Valsassina) non vi è una fascia planimetrica corrispondente alle unità carbonatiche alloctone e l'Anticlinale Orobica s.s. viene in diretto contatto con la *Dp* del "Parautoctono" (nome desunto dalla letteratura precedente che indica la fascia caratterizzata in profondità da *thrusts* ciechi). Le *Klippen* della Val Taleggio, ricollegabili alle unità alloctone superiori, sono qui direttamente sovrapposte alla *Dp* e unità ad essa soprastanti.

Il decorso planimetrico del contatto tra la *Dp* del "Parautoctono" e le unità strutturali poste a nord evidenzia in pianta un grossolano andamento a gradini, con orientazione conforme a quella dei tratti della Linea Valtorta-Valcanale, posta a nord (Fig. 1). La deformazione provocata dall'inarcamento delle Anticlinali Orobiche visibilmente condiziona la distribuzione generale dei corpi rocciosi fino ad una distanza di 15-20 km dal fronte meridionale delle anticlinali. Un fascio di faglie, correlabili con le citate faglie di svincolo - anche se non in diretta prosecuzione con esse - interseca e scompone anche i *trend* WNW-ESE della flessura pedemontana (es.: i fasci di faglie della bassa Val Cavallina, di Zogno - Canto Alto - Monte di Nese e di Sarnico). In corrispondenza di alcune di tali falie si realizza l'inversione del senso di trasporto tettonico relativo alle sequenze triassico sup.-cretaciche, analogamente a quanto avviene lungo i tratti di svincolo della Valtorta-Valcanale.

A sud della Culminazione Camuna si ha una ripetizione delle zone strutturali del settore orobico, con la presenza di unità carbonatiche alloctone (es.: Unità del M. Ario e del Forno d'Ono) costituenti le omologhe delle "unità alloctone inferiori" del settore orobico; verso sud esse sovrascorrono sul "Parautoctono" bergamasco, omologo di quello bergamasco.

Lungo il meridiano di Brescia si ha quindi una ripetizione delle fasce strutturali: Anticlinale di Cedegolo - unità carbonatiche alloctone - "Parautoctono"; quest'ultimo a sua volta costituisce il fianco settentrionale della Culminazione Camuna (cui seguono verso sud) - unità carbonatiche alloctone - "Parautoctono".

In corrispondenza a tale ripetizione l'ampiezza della catena affiorante in senso N-S aumenta, si passa infatti dai 40 km del settore comasco, ai 50 del settore bergamasco, ai 70 del settore bresciano. L'ampiezza dell'intera catena, tenendo conto anche del tratto sepolto, rimane invece pressochè costante. Viene quindi da pensare che l'estensione del tratto affiorante di catena sia determinato da fasi deformative piuttosto tardive che hanno innalzato un tratto più ampio di catena nel settore bresciano ove si è verificato il duplice concorso di tali strutture.

DISCUSSIONE CRITICA ED IPOTESI DINAMICHE

L'ipotesi proposta presuppone implicitamente che la Culminazione Camuna non si estenda verso ovest, con stile cilindrico, molto oltre la propria area di affioramento, ma sia delimitata da faglie di svincolo con direzione NNW-SSE, presenti sul foglio 34-Breno sul-

la prosecuzione meridionale della faglia della Val Sulpina (faglia ancestrale medio triassica).

Con tale interpretazione non concordano CASSANO *et al.* (1986) la cui sez. 5 mostra una triplice ripetizione di "basamento magnetico" (assimilabile grosso modo al basamento cristallino e alla copertura permoscitica). L'unità intermedia di "basamento magnetico" potrebbe essere considerata la proiezione verso ovest della Culminazione Camuna.

L'interpretazione di CASSANO *et al.* potrebbe in qualche modo risentire della proposta di LAUBSCHER (1985, Fig. 5) per il settore tra il Lario e il Ceresio, è tuttavia confortata dal *fitting* delle curve delle anomalie di Bouguer e magnetiche con le curve teoriche.

BRACK (1981) cita esplicitamente che al margine SW del massiccio dell'Adamello pieghe con asse WSW-ENE, direttamente ricollegabili a quelle del settore camuno, sono precedenti alle prime intrusioni dell'Adamello, dell'Eocene superiore (> 45 Ma). Tali strutture andrebbero quindi ascritte alla deformazione legata al *Thrust Orobico* (fase pre-Adamello). Le recenti datazioni radiometriche di ZANCHI *et al.* (1990) introducono, come detto, maggiori gradi di libertà nell'età delle brecce sintettoniche di Passo Olone, rispetto a quanto ipotizzato da FORCELLA & JADOUL (1988), potendo quindi esse risalire ad eventi precedenti il ciclo intrusivo dell'Adamello.

La proposta correlazione tra lo sviluppo delle Anticlinali Orobiche e dell'Anticlinale Camuna indurrebbe ad aspettarsi un simile *fabric* strutturale in equivalenti unità litologiche. Al contrario, mentre nelle Anticlinali Orobiche la *Formazione di Collio* è generalmente interessata da clivaggio pervasivo, a volte completamente traspositivo della originaria laminazione sedimentaria nelle litofacies più pelitiche, nel *Collio* dell'Anticlinale Camuna il clivaggio è per lo più assente ed occasionale. Ciò suggerisce quanto meno un diverso carico litostatico delle corrispondenti sezioni crostali durante la loro deformazione. Una possibile spiegazione può essere data dal fatto che sulle prime già insisteva il *Thrust Orobico*, recante sul dorso, il "Parautoctono", scollato dai sottostanti *thrusts* ciechi a livello delle unità carniche. Si ricorda che a tale sottoscorrimento può venir imputata la diffusa sovraimpronta tettonica sulle facies primarie delle brecce dalla *Fc* e le ripetute embricazioni tra *Fc* e *Dp* osservate nella fascia posta a sud del fronte più avanzato del *Thrust Orobico*. Se tale fronte può essere individuato da un'ideale congiungente Clusone-Darfo, l'area dove si sarebbe successivamente sviluppata la Culminazione Camuna era effettivamente meno sovraccarica. Al minor sovraccarico possono concorrere anche motivi stratigrafici in quanto l'estrapolazione verso nord delle tendenze delle serie triassiche bresciane suggerisce una loro minor potenza, in corrispondenza dell'area della Culminazione Camuna; come già accennato in un precedente capitolo tale trend potrebbe essersi conservato per le sequenze giurassiche e cretaciche.

La geometria dei fronti dei *thrusts* carbonatici che orlano il fianco meridionale della Culminazione Camuna, che tagliano e risalgono anche il livello stratigrafico corrispondente alla *Dp*, costituisce un corollario congruo con questo asserito minor carico litostatico.

Nell'ottica della proposta deformazione neogenica la disposizione *en échelon* destro delle anticlinali può essere ricollegata al regime traspressivo destro nell'ambito della "fase insubrica" di SCHMID *et al.* (1987). Tali

autori collegano l'inizio della cinematica trascorrente ad una fase tardiva del sollevamento rapido dell'area lepontina occorso a partire da 23 Ma (grosso modo limite Oligocene - Miocene) e perdurato fino al Miocene sup., successivamente quindi alla messa in posto dei plutoni del ciclo magmatico cenozoico.

In quest'ottica è lecito pensare che la propagazione verso est della fascia delle anticlinali, più precoci nel settore occidentale, sia stata ostacolata dal massiccio dell'Adamello (già presente nell'ipotesi che viene qui formulata) e trasferita a sud di esso ove si è esplicitata nell'Anticlinale Camuna, la cui strutturazione, più tardiva rispetto a quelle del settore occidentale, potrebbe quindi ricadere nell'intervallo cronologico Tortoniano-Serravaliano già proposto da CASTELLARIN *et al.* (1988) e CASSINIS & CASTELLARIN (1988).

Non può essere esclusa l'alternativa che i *trends* delle anticlinali costituiscano una eredità dei lineamenti distensivi tardo-ercinici. Tra i vari gruppi di orientazioni proposte per i limiti dei bacini del Collio ricorre la N60°E (CADEL, 1986); la Linea della Val Trompia è anch'essa ritenuta risentire dei lineamenti paleogeografici del bacino triumpino del Collio (CASSINIS, 1986). In un'ipotesi di questo tipo ben si inquadrano alcuni accavallamenti verso sud di rocce più recenti sopra rocce più antiche (cfr. la finestra di Bondione, FORCELLA, 1988); mal si inquadra invece il fatto che anche il decorso del margine meridionale delle unità alloctone triassiche (cfr. la Faglia di Clusone) segua queste direzioni. In questa ipotesi alternativa i *trends* delle anticlinali orobiche risulterebbero del tutto sganciati dalle implicazioni cronologiche della trascorrenza destra lungo la Linea Insubrica.

La deformazione del margine pedemontano, i cui *trends* formano un angolo acuto non trascurabile con quelli delle anticlinali, è ascrivita alla fase deformativa tardo-miocenica (PIERI & GROPPi, 1981). Secondo LAUBSCHER (1988) il *Milano Belt* sarebbe contemporaneo alla deformazione del fascio giudicariense, che avrebbe tra l'altro interrotto la continuità della Linea Insubrica, disattivandone la trascorrenza.

Il quadro prospettato preserva la regolare progressione nel tempo delle deformazioni verso l'avampaese padano.

In linea teorica potrebbe essere esaminata anche la possibilità che la deformazione del fascio delle anticlinali sia addirittura successiva alla deformazione del margine pedemontano e del *Milano Belt*. In tal caso si realizzerebbe una deformazione fuori sequenza. Tale possibilità, per quanto indubbiamente suggestiva per i paragoni e le simmetrie che permetterebbe di istituire con il comportamento del fronte padano dell'Appennino settentrionale e con la cintura delle *Window Belt* di LAUBSCHER (1988, pag. 1319) appare al momento meno plausibile, anche tenendo conto dei rapporti di intersezione tra le varie fasi deformative proposte da CASTELLARIN *et al.* nella zona del fascio giudicariense.

BIBLIOGRAFIA

ASSERETO R. & CASATI P. (1965) - *Revisione della stratigrafia permotriassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **71**, 999-1097, con carta geologica alla scala 1:25.000.

BERNOULLI D., BERTOTTI G. & ZINGG A. (1989) - *Northward thrusting of the Gonfolite Lombarda ("South-Alpine Molasse") onto the Mesozoic sequence of the Lombardian Alps: Implications for*

the deformation history of the Southern Alps. Eclogae geol. Helv., **82**, 841-856.

BERRA F., ROVELLINI M. & JADOUL F. (in prep.) - *L'assetto strutturale del settore dell'alto Iseo - Val Borlezza*.

BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1989) - *Cenomanian -Turonian syn-sedimentary tectonics in the Lombardy Basin (Southern Alps, Italy)*. Terra Abstracts **1**, 1, 60.

BOCCALETTI M., CALAMITA F., DEIANA G., GELATI R., MASSARI F., MORATTI G. & RICCI LUCCHI F. (1990) - *Migrating foredeep-thrust belt system in the northern Apennines and southern Alps*. Palaeogeography, -climatology, -ecology, **77**, 3-14.

BRACK P. (1981) - *Structures in the Southwestern Border of the Adamello Intrusion (Alpi Bresciane, Italy)*. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., **61**, 37-50.

BRACK P. (1984) - *Geologie der Intrusiva und Rahmen-gesteine des Suedwest Adamello (Nord Italien)*. Diss. E.T.H. n. 7612, 253 pp., Zurich.

CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana, interpretazione di dati geofisici e geologici*. 73° Congr. Soc. Geol. It., 27pp., Roma.

CADEL G. (1986) - *Geology and uranium mineralization of the Collio Basin (Central Southern Alps, Italy)*. Uranium, **2**, 215-240.

CASSINIS G. (1983) - *Il Permiano nel Gruppo dell'Adamello alla luce delle ricerche sui coevi terreni delle aree contermini*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 119-132.

CASSINIS G. & CASTELLARIN A. (1988) - *Il significato delle linee della Gallinera e delle Giudicarie sud nella geologia dell'Adamello e zone circostanti*. Atti Ticinensi Sc. della Terra, **31**, 446-462.

CASTELLARIN A. (1984) - *Schema delle deformazioni tettoniche sudalpine*. Boll. Ocean. Teorica e Applicata, **2**, 105-114.

CASTELLARIN A., EVA C., GIGLIA G. & VAI G.B., con un contributo di E. RABBI, G.A. PINI e G. CRESTANA (1985) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*. Gior. di Geol., ser 3°, **47**, 47-75.

CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1986) - *Southalpine versus Po Plain Apenninic Arcs*. In: The Origin of Arcs (F.C. Wezel ed.). Developments in Geotectonics, **21**, 253-280.

CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. & RICCI R. (1988) - *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of Southern Alps*. Min. Petr. Acta, **30**, 287-310.

CHARDON M. (1975) - *Les Prealpes lombardes et leurs bordures*. These Univ. Aix-Marseille, 655 pp., 140 figg., 3 carte fuori testo.

CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE (1989) - *Synthetic Structural-Kinematic map of Italy*. Scala 1:2.000.000. Prog. Fin. Geodinamica Sottoprogetto: Modello Strutturale tridimensionale (Responsabile P. Scandone), Roma.

DE JONG K.E. (1979) - *Overthrusts in the central bergamasc Alps, Italy*. Geol. en Mijnbouw, **58**, 277-288, con carta geol. alla scala 1:50.000.

DE SITTER L.U. & DE SITTER KOOMANS C.M. (1949) - *The Geology of the Bergamasc Alps. Lombardia, Italy*. Leidse Geol. Meded., **14B**, 257 pp.

DE SITTER L.U. (1963) - *La structure des Alpes lombardes*. In: Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, tome 2, 243-256. Mém. hors-série Soc. Géol. France.

DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rund., **76**, 735-754.

FORCELLA F. (1988) - *Assetto strutturale delle Orobic orientali tra la*

ERRATA CORRIGE

pag. 72

invertire le foto rispetto alle didascalie

pag. 74

II colonna

V capoverso, 15^a riga:
sostituire la parola “più” con “meno”

VI capoverso, penultima riga:
sostituire “pre-pliocene inferiore” con “pliocenica”

pag. 85

II colonna

7^a riga:

sostituire “scollamento profondo” con “scollamento meno profondo”

Val Seriana e la Val Camonica. Rend. Soc. Geol. It., 11, 269-278.

FORCELLA F., GALLAZZI D., MONTRASIO A. & NOTARPIETRO A. (1981) - Note illustrative relative all'evoluzione neotettonica dei fogli 6 - Passo dello Spluga, 7 - Pizzo Bernina, 8 - Bormio, 17 - Chiavenna, 18 - Sondrio, 19 - Tirano. In: Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Pubbl. n. 513 Prog. Fin. Geodinamica, 239-288.

FORCELLA F. & JADOU F. (1988) - Le breccie sintettoniche della Presolana (Alpi Orobie). Rend. Soc. Geol. It., 11, 205-212.

GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A. (1988) - La "Gonfolite Lombarda": stratigrafia e significato nell'evoluzione del margine sudalpino. Riv. It. Paleont. Strat., 94, 285-332.

LAUBSCHER H.P. (1983) - The late Alpine (Periadriatic) intrusions and the Insubric Line. Mem. Soc. Geol. It., 26, 21-30.

LAUBSCHER H.P. (1985) - Large-scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps: Kinematic models. Geol. Soc. of America Bull., 96, 710-718.

LAUBSCHER H.P. (1988) - Material balance in Alpine orogeny. Geol. Soc. of America Bull., 100, 1313-1328.

JADOU F. (1985) - Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle prealpi Bergamasche occidentali. Riv. It. Paleont. Strat., 91, 479-512.

JADOU F. & ROSSI P.M. (1982) - Evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale. In: Guida alla geologia del Sudalpino centro-occidentale (a cura di A. Castellarin e G.B. Vai). Guide geol. regionali della Sog. Geol. It., 143-155.

JADOU F., BERRA F., FRISIA BRUNI S. & RICCHIUTO T. (in stampa) - The Castro Formation: an example of fresh water limestone and

breccia lithofacies from the Upper Carnian of Lombardy (Southern Alps, Italy).

PIERI M. & GROPPI G. (1981) - Subsurface geological structure of the Po plain, Italy. Pubbl. n. 414 Prog. Finaliz. Geodinamica, 13 pp., 10 figg., 7 tavv.

ROEDER D. (1985) - Geodynamics of southern Alps. Seminar paper given at University of Milano, 28 Novembre 1985, 22 pp.

ROEDER D. (1989) - South-Alpine thrusting and trans-Alpine convergence. In: Alpine Tectonics (M.P. Coward, D. Dietrich & R.G. Park eds); Geol. Soc. Special Publ., 45, 211-227.

ROEDER D. (1990) - Tectonics of South-Alpine crust and cover (Italy). In: Petroleum and Tectonics in Mobile Belts (J. Letouzey ed.), 1-14, Paris.

SCHMID S.M., ZINGG A. & HANDY M. (1987) - The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. Tectonophysics, 135, 47-66.

SCHONBORN G. (1990) - A kinematic model of the western Bergamasque Alps, Southern Alps, Italy. Eclogae geol. Helv., 83, 665-682.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 34 - Breno (I Ed.) e relative Note illustrative, Roma.

ZANCHI A., CHIESA S., GILLOT P.Y., CHINAGLIA N., ABEBE T., DE TONI S. & BOTTIN R. (1990) - Tectonic evolution of the Southern Alps in the Orobic region: structural analysis and geochronology. Poster presentato al 75° Congresso della Soc. Geol. It., Milano.

WERNER D., KOPPEL V., HANNY R. & RYBACH L. (1977) - Cooling models for the Lepontine area (central Swiss Alps). Schweiz. Min. Petr. Mitt., 56, 661-668.

Centro Interdipartimentale Audiovisivi e Stampa
Università di Camerino
luglio 1991

Autorizzazione Tribunale di Camerino n. 4/82 del 17.12.1982
Direttore responsabile Prof. ERNESTO CENTAMORE