

320

MASSIMO SARTI e FABRIZIO ARDIZZONI

TETTONICA TRIASSICA
NEL GRUPPO DI CIMA PAPE-PALE DI SANSON
(DOLOMITI BELLUNESI)

(con 12 figure nel testo e 1 carta geologica)



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI
DI PADOVA
BIBLIOTECA DI GEOSCIENZE

554

537

(34)

PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1984



MASSIMO SARTI e FABRIZIO ARDIZZONI*

TETTONICA TRIASSICA NEL GRUPPO DI CIMA PAPE - PALE DI SANSON (DOLOMITI BELLUNESI)**

INDICE

ABSTRACT	353
RIASSUNTO	354
INTRODUZIONE	354
SINTESI STRATIGRAFICA	355
ASSETTO STRUTTURALE	363
EVOLUZIONE TETTONICA	365
CONCLUSIONI	368
BIBLIOGRAFIA	369

Key words: Palaeotectonics, Middle Triassic, Fan delta, Fanglomerates, Magmatism, Alpine tectonics, Dolomites.

ABSTRACT

The Cima Pape-Pale di Sanson Group constitute an area of high relief extending north of the Pale di S. Martino - S. Lucano. This group geographically belongs to the far eastern sector of the Western Dolomites (Belluno Dolomites) and represents a portion of a Middle Triassic deep-water basin bordered to the south by the Pale di S. Martino - S. Lucano carbonate platform and to the east by the Civetta-Certera buildup which separates it from the eastern Cadorino Trough (VIEL, 1979).

The Scythian is represented by shallow subtidal shelf deposits (Werfen Fm) cut at the top by an Early Anisian unconformity. A stratigraphic gap between the Werfen Formation and the overlying continental Richthofen Conglomerate extends from the Upper Scythian and includes most of the Anisian. Shallow-water marls (Morbiac Limestone) and carbonates (Contrin Formation) follow the continental clastics, locally substituted by thin-bedded limestone of deeper-water origin (lateral equivalents of the

Moena Fm or Ambata Fm). Basinal facies of Early Ladinian age, including thin-bedded and cherty nodular limestone, coarse carbonate turbidites etc., (Buchenstein Group), are coeval with southern shallow-water platform carbonates (Sciliar Dolomite). The basinal deposits of the Buchenstein Group are followed upwards by a thick pile of volcanics (pillow lavas and pillow breccias), volcanoclastic sediments (hyaloclastites, volcano-turbidites) and by a coarse clastic wedge derived by the dismantling of a volcanic edifice (Marmolada Conglomerate) up to 1300 metres thick.

The evolution of the area during Middle Triassic time can be summarized as follows:

1° - *The pre-Ladinian history* of the area of Cima Pape is strictly analogous to that of the Western Dolomites sector. Carbonate platforms and deeper-water areas start to differentiate in Anisian time but a true pelagic basin (the Buchenstein Trough) acquires its identity in the Late Ladinian.

2° - *The « Agglomerato » Auctt.* The emplacement of gravity deposits (Agglomerati Auctt.) related to an early (?extensional) tectonic (or volcano-tectonic) phase (poorly developed in this eastern sector) marks the end of deposition in the Buchenstein Trough. An extensional fault controlled the distribution of the Agglomerato in the south-western elevated sector of the high Bordina Valley-high Gares Valley.

3° - *The magmatism.* The climax of magmatism in this area slightly post-dated the emplacement of the « Agglomerato ». It is manifested by the superficial intrusion of a monzonitic body, up to 1000 metres thick in its central portion, and by the subaqueous effusion of pillow lavas. A pronounced relief in the central area controlled the thickness and the facies of the overlying volcanic complex.

4° - *Main tectonic phase.* This began as magmatic activity waned. The main deformational phase of Late Ladinian tectonism was characterized by an initial vigorous compression locally followed by extensional effects and by dramatic erosion. Loading by the subsequently deposited clastic wedge induced rejuvenation of earlier faults. The deposition of the uppermost conglomerates took place in a virtually

* Istituto di Geologia, Università degli Studi di Ferrara, Corso Ercole I° d'Este 32, I - 44100 FERRARA (Italia).

** Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R. (Contratti n. 79.00796.05, 80.00963.05, 81.01864.05 - responsabile A. BOSELLINI).

re-equilibrated regime and in the absence of any faulting.

5° - *Alpine tectonics*. This was definitely more subdued than the Triassic (Late Ladinian) phase. The most significant effects were the reactivation of a Middle Triassic north-verging thrust and a wide anticline in the frontal terrains. A generalized rejuvenation along old lineaments and new activation of minor north west-south east-trending faults also occurred.

In the Cima Pape-Pale di Sanson area, representatives of the phase 1 of volcanism (BOSELLINI *et al.* 1982) are missing (except as elements of the megabreccias). The effects and the products of the first extensional tectonics are however recognizable (first generation of megabreccias). Phase 2 of the volcanism and the subsequent tectonic phase which corresponded to the second generation of megabreccias, are also well displayed. The products, if any, of phase 3 of volcanism of BOSELLINI *et al.* (1982) have been removed and representatives of phase 4 are also not recognizable: the cessation of local volcanism in this area was early and coincided with the end of the effusion of the pillow-lavas. Its last representatives are the subvolcanic bodies emplaced in the topmost hyaloclastites (Fernazza Hyaloclastites *s.s.*).

RIASSUNTO

Il Gruppo di Cima Pape è il massiccio montuoso che si estende a nord delle Pale di S. Lucano, nello estremo settore sud-orientale delle Dolomiti Occidentali (Dolomiti Bellunesi).

La storia *pre-ladinica* ha strette analogie con quella delle zone più occidentali delle Dolomiti (ASSERETO *et al.*, 1977; MASETTI e NERI, 1980; BROGLIO LORIGA *et al.*, 1983); aree bacinali e di piattaforma carbonatica cominciano a differenziarsi già nell'Anisico ma la individuazione di un vero dominio pelagico, il truogolo del Buchenstein (Livinallongo), si ha definitivamente solo nel Ladinico Inferiore.

La deposizione di ingenti accumuli gravitativi collegati con una prima fase tettonica (? distensiva) segnano la fine della deposizione bacinale e l'esordio del magmatismo e tettonismo sopraladinico.

La fase *parossistica del magmatismo* post-data di poco la messa in posto dell'Agglomerato. Essa è caratterizzata dall'effusione in ambiente subacqueo di di una ingente quantità di lave a cuscini e dall'intrusione, ad un livello molto superficiale, di un corpo subvolcanico monzonitico-monzogabbriaco.

La fase *tettonica principale* chiude il ciclo magmatico. Essa è caratterizzata da una vigorosa compressione iniziale cui fanno seguito un riassetto distensivo e intensi denudamenti. Il carico del potentissimo cuneo clastico che si deposita da ultimo, a tettonismo pressoché concluso, induce una riattivazione delle faglie precedentemente individuate. La deposizione dei conglomerati più alti avviene, comunque, a riequilibrio isostatico già realizzato.

La *tettonica alpina*, di età imprecisata, riattiva un importante accavallamento nord-vergente e produce blandi ripiegamenti. Una riattivazione generalizzata delle vecchie linee ladiniche è associata all'individuazione di faglie minori, inverse o verticali, di direttrici nord ovest-sud est.

Nella zona di Cima Pape-Pale di Sanson non sono rappresentate vulcaniti della fase 1 di BOSELLINI *et al.* (1982) (se non come olistoliti inclusi nell'Agglomerato), ma sono riconoscibili gli effetti e i prodotti del primo tettonismo distensivo (prima generazione di Agglomerati). E' ben caratterizzata la fase 2 di vulcanesimo (inizialmente di alimentazione locale) e la successiva fase tettonica cui si fa corrispondere la seconda generazione di megabreccie. Sono elisi per erosione gli eventuali prodotti della fase 3, comunque mal caratterizzata; nè si riconoscono subvulcaniti intruse entro i Conglomerati della Marmolada che corrisponderebbero alla fase 4. La cessazione del vulcanesimo locale è precoce ed è definitiva già con la fine della effusione delle prime pillow-lave, in un momento imprecisato della fase 2; la sua ultima espressione è rappresentata dai corpi subvulcanici intrusi entro le ialoclastiti di tetto (Ialoclastiti del Fernazza *s.s.*).

INTRODUZIONE

Il gruppo di Cima Pape-Pale di Sanson è il massiccio montuoso situato a nord delle Pale di S. Lucano e delimitato da ovest a est in senso orario, dalle vallate del T. Liera (Valle di Gares), del basso Biois e del Cordevole, all'altezza di Agordo-Cencenighe (prov. di Belluno). Appartiene geograficamente al settore sud-orientale delle Dolomiti Occidentali (Dolomiti Bellunesi) (Fig. 1).

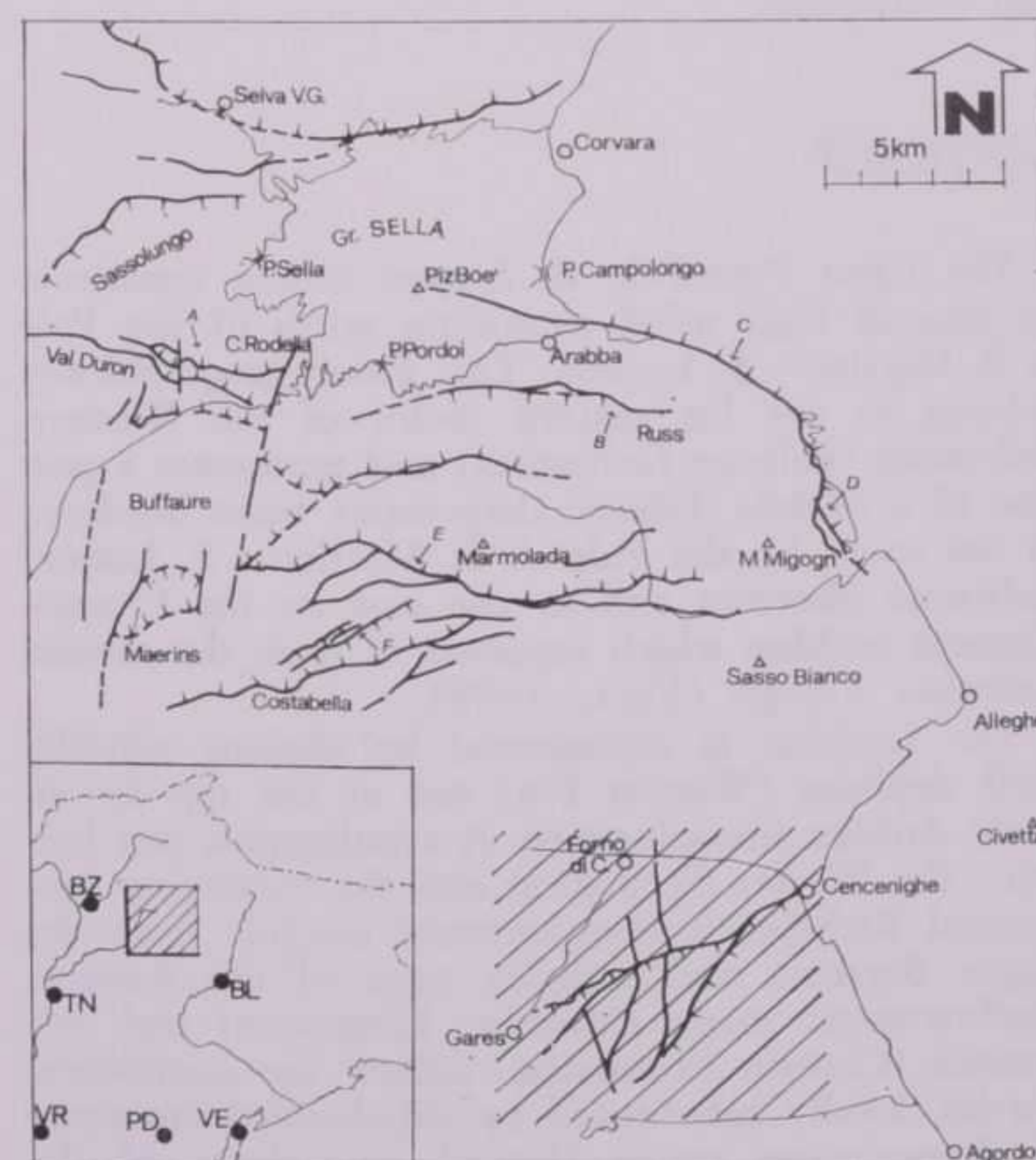


FIG. 1 - Lineamenti tettonici delle Dolomiti Occidentali e localizzazione, in questo ambito, del Gruppo di Cima Pape (da A. Castellarin, in Bosellini *et al.*, 1982, semplificato). A, strutture del Col Rodella-Lupo Bianco; B, accavallamento del Sora Sass; C, Accavallamento di Livinè; D, struttura di Ronch; E, accavallamento della Marmolada; F, accavallamento del Col Ombert.

MOJSISOVICS (1879) per primo si occupò di questa zona e, nella sua monografia su « Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien » dedica un intero paragrafo alle Pale di S. Martino-Pale di S. Lucano (Primiero Riff) e al Gruppo di Cima Pape, delineandone sommariamente l'assetto strutturale e la stratigrafia. Con notevole intuito egli interpretò correttamente, e in anticipo di quasi un secolo, i rapporti stratigrafici esistenti tra le formazioni ladiniche in quella zona e, in particolare, l'eteropia esistente tra la Formazione di Livinallongo e i corpi carbonatici ladinici. Egli li rappresenta in un paio di sezioni sorprendenti per la loro attualità.

CASTIGLIONI (1939) è autore di una monografia geologica più specifica su « Il Gruppo delle Pale di S. Martino e le valli limitrofe », nella quale è compreso il Gruppo di Cima Pape-Pale di Sanson. Egli fornisce, tra l'altro, una eccellente carta geologica alla scala 1:50.000, servita di base a pressochè tutti i successivi lavori di geologia in quella zona. E' sostanzialmente la cartografia di CASTIGLIONI (1939) che compare, opportunamente semplificata, nelle carte geologiche di Stato alla scala 1:100.000 (F. 11, Marmolada e F. 22, Feltre) e nell'opera monografica « Le Dolomiti » di P. LEONARDI (1967).

PISA *et al.* (1978) e VIEL (1979) in lavori recenti hanno rivisto criticamente la stratigrafia (scitico-) anisica e ladinica delle Dolomiti Centro-Orientali (Cadore, Zoldano e Agordino) occupandosi solo marginalmente delle zone più occidentali di S. Lucano-Cima Pape.

Di recente, nel 1975, sono state avviate nuove ricerche nella zona di Cima Pape, da parte di ricercatori delle Università di Ferrara e Bologna interessati ai problemi connessi con l'evoluzione triassica dell'area dolomitica. Una prima spedizione fu organizzata nell'estate di quell'anno, cui parteciparono come corpo scientifico, A. BOSELLINI, D. MASETTI, V. SCRIBANO, G. SIMBOLI, E. SOMMAVILLA e P.L. ROSSI, con lo scopo di acquisire dati nuovi sulla sedimentazione di margine di piattaforma carbonatica e sul magmatismo ladinico, sull'eventuale tettonismo triassico e sulla sedimentologia delle formazioni clastiche note col nome di Conglomerati della Marmolada. A quella campagna, che doveva avere un carattere preliminare, non ne seguirono altre e lo studio fu momentaneamente abbandonato. I dati geologici e la cartografia redatta in quell'occasione sono stati utilizzati nel presente lavoro.

Si ringraziano i componenti di quella spedizione, e in particolare A. BOSELLINI ed E. SOMMAVILLA, per aver consentito l'utilizzo dei loro dati inediti, R. FERRI per aver anch'egli fornito dati

sull'area meridionale di Malgonera-valle Gardes e infine A. BOSELLINI, D. MASETTI e C. NERI per la loro collaborazione in campagna e le proficue discussioni.

Si ringraziano nuovamente le persone citate, oltre a A. CASTELLARIN, Gb. DAL PIAZ, F. LUCCHINI, P.L. ROSSI e G. SIMBOLI per la lettura critica del manoscritto. Un ringraziamento particolare infine a G. FONTANIVE da Bogo (Belluno) per l'indispensabile assistenza logistica in campagna e L. TIZZANO per l'esecuzione dei disegni.

SINTESI STRATIGRAFICA

LA SERIE SEDIMENTARIA PRE-MAGMATITI

SCITICO. E' rappresentato dai tre membri di tetto della Formazione di Werfen: il Membro di Campil (arenarie fini e siltiti micacee rosse), il Membro di Val Badia (calcari marnosi e marne grigie) e il Membro di Cencenighe (calcareniti oolitiche e marne policrome intercalate). Hanno i caratteri tipici della Formazione di Werfen delle Dolomiti Occidentali (FARABEGOLI *et al.*, 1977; PISA *et al.*, 1978; BROGLIO LORIGA *et al.*, 1983) e spessori mediamente elevati; oltre 130 metri il Mb di Campil, 85-95 metri i restanti due.

ANISICO. Dolomie chiare a lamine algali di età anisica (*Dolomie di Frassené*; PISA *et al.*, 1978), in continuità stratigrafica sopra facies werfeniane (o ad affinità werfeniana: Mb di San Lucano di PISA *et al.*, 1978) sono preservate in ridottissimi lembi sotto la superficie dell'erosione tardo-anisica che precede la deposizione del conglomerato di (? Voltago) e/o Richthofen.

Un complesso prevalentemente terrigeno-clastico, conglomeratico e non, giace erosivo sui terreni dello Scitico-Anisico basale, su tutta l'area studiata. Nei dintorni di Cencenighe e in tutto il settore orientale esso è costituito, secondo PISA *et al.* (1978), dal solo Conglomerato di Richthofen (Illirico); nel settore occidentale (Val di Gares), invece, potrebbe anche trattarsi di un'unità complessa comprendente Conglomerato di Voltago (Bitinico-Pelsonico) e Conglomerato di Richthofen, come suggerisce la situazione al vicino torrente Bordina (Valle di S. Lucano) (PISA *et al.*, 1978). Le carte paleogeografiche di questi AA. tuttavia, sembrano escludere questa possibilità. Sono comunque marne e siltiti rosse prevalenti, senza strutture, con arenarie e conglomerati spesso subordinati (cfr. descrizioni delle due unità in PISA *et al.*, 1978).

I Calcari scuri di Morbiac (Illirico Sup., FARABEGOLI *et al.*, 1977, PISA *et al.*, 1978) seguono con contatto transizionale il Conglomerato di

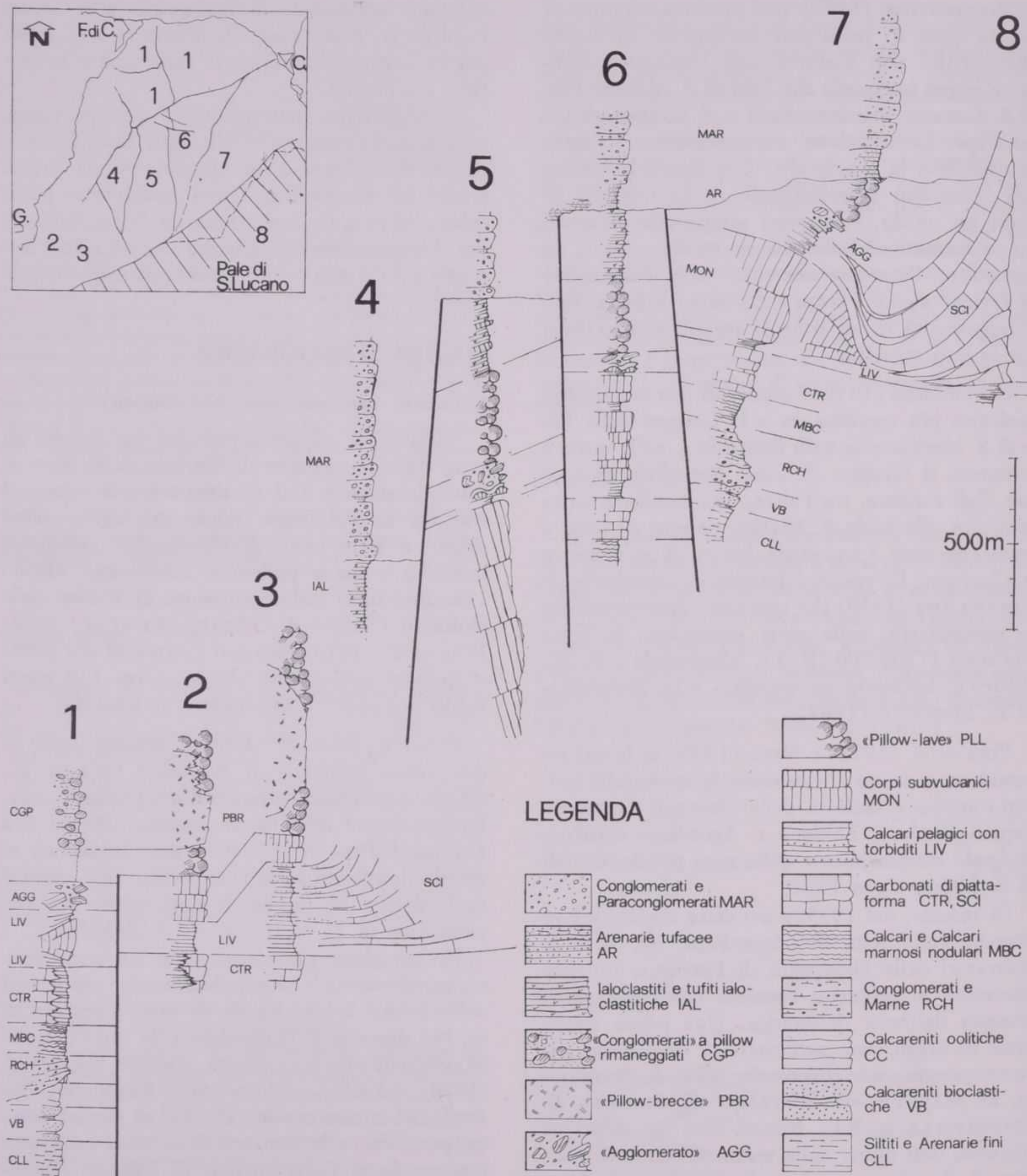


FIG. 2 - Litostratigrafia sommaria delle formazioni triassiche della zona di Cima Pape-Pale di Sanson. CLL, Membro di Campil; VB, Membro di Val Badia e CC, Membro di Cencenighe della Formazione di Werfen; RCH, Conglomerato di Richthofen; MBC, Calcarei scuri di Morbiac; CTR e SCI, Formazione di Contrin e Dolomia dello Sciliar, rispettivamente; LIV, Formazione di Livinallongo; MON, subvulcaniti; PLL, pillow-lave; AGG, Agglomerato *Auctt.*; PBR, pillow-brecce; CGP, «Paraconglomerati» a pillow rimaneggiati di Col di Boi; IAL, Ialoclastiti del Fernazza s.s.; MAR e AR, Conglomerati della Marmolada e facies arenacee associate. 1, Z. Col di Boi, Pian di Sais, M. Celat; 2, Z. Campo Boaro-Pallalada ovest; 3, Z. Val Bordina-Val del Zei-Val Reiane; 4, Z. M. Caoz; 5, Z. Cima Pape-Vanidiei; 6, Z. Rudelefin-M. Prademur; 7, Z. Costa Palazza-Val del Torcol-Ambrosogn; 8, Z. Pale di S. Lucano.

Richthofen, comunque presente: hanno facies tipica di biomicriti nerastre nodulari a faune marine (Ostracodi e Foraminiferi) di ambiente lagunare. Sono seguiti a loro volta dalla *Formazione di Contrin* in facies di piattaforma carbonatica o da un suo equivalente laterale (micriti grigie sottilmente stratificate) di significato bacinale analogo a quello della *Formazione di Moena* delle Dolomiti Occidentali (MASETTI e NERI, 1980), o della *formazione dell'Ambata* (ASSERETO *et al.*, 1977) riconosciuta da PISA *et al.* (1978) al vicino torrente Framont. Nella valle di Gares meridionale questa facies è continua con la *Formazione di Livinallongo* soprastante.

LADINICO. La *Formazione di Livinallongo* (Buchenstein; BACCALLE SCUDELER, 1972, VIEL, 1979), di età ladinica, segna su gran parte dell'area cartografata l'instaurarsi della sedimentazione bacinale, esordita precocemente solo in un limitato settore sud-occidentale (Val di Gares sud). Essa è coeva ed eteropica con la piattaforma carbonatica ladinica delle Pale di S. Lucano e di S. Martino (Dolomia dello Sciliar) che le progradano sopra e alla quale si raccorda con una ripida scarpata deposizionale (Figg. 3 e 6). La *Formazione di Livinallongo* ha spessori costanti (60-70 m) e tipica facies « dolomitica » su tutta l'area delle Pale di Sanson, con i *Plattenkalke* basali (micriti scure a fini lamine parallele, ASSERETO *et al.* 1977) e i *Knollenkalke* selciferi e nodulari ben sviluppati, che la caratterizzano come deposito condensato di bacino scarsamente alimentato (VIEL, 1979). Essa contiene depositi vulcanoclastici ma non contiene torbiditi silicoclastici (Arenarie di Zoppé), tipiche delle successioni più orientali del truogolo Cadorino (VIEL, 1979). Solo a sud, in Val Bordina, la *Formazione di Livinallongo* riceve risedimenti carbonatici dalla vicina piattaforma, raggiunge uno spessore di 300 metri e rappresenta un'unica megasequenza di progradazione (BOSELLINI e FERRI, 1980).

Il « *Livinallongo* » e la Dolomia dello Sciliar sono l'espressione della prima significativa paleotopografia triassica in questa regione. Gli « Agglomerati » *Auctt.* seguono in concordanza e senza erosione i sedimenti pelagici della formazione di *Livinallongo*. Sono un orizzonte continuo di megabrecce disorganizzate, di potenza notevole (70-80 m) che sta alla base della successione vulcanica. Nel settore nord dell'area cartografata (C. Pape, Vanidiei) esso è un singolo corpo tabulare di parabrecce caotiche a matrice vulcanoclastica nera con inclusi olistoliti di Buchenstein e blocchi di lave basaltiche di diverse decine di metri (parete nord di C. Pape). A sud (Malgonera) lo stesso orizzonte è formato da più corpi sovrapposti di

parabrecce relativamente fini. Gli « Agglomerati » mancano nell'estremo lembo sud-occidentale dell'alta Val Gares - alta Val Bordina.

IL COMPLESSO MAGMATICO

LADINICO. Un complesso vulcanico-vulcanoclastico si sovrappone con contatto netto all'orizzonte di Agglomerati. Esso è costituito nel settore centrale di Malgonera-Vanidiei-Cima Pape, da un corpo relativamente sottile di lave a cuscini (280-300 m), sostituite marginalmente da potenti accumuli di *pillow*-brecce e *pillow*-lave (Campo-Boaro-Cesurette-Pallalada) o di « conglomerati » a *pillow* rimaneggiati (« *pebbly* » sandstone: fig. 4), nella zona di Col di Boi. La potenza e le facies di questo complesso sono controllate dalla distribuzione delle subvulcaniti, intruse come *sill* concordante entro la *Formazione di Livinallongo*, durante questo primo momento effusivo. Le subvulcaniti comprendono termini monzonitici-monzogabbri passanti a trachandesiti-trachibasalti, tutti a chimismo shoshonitico (SOMMAVILLA, 1970; GASPAROTTO, 1982; GASPAROTTO *et al.*, in preparazione). Condotti di alimentazione che collegano massa subvulcanica e corpo effusivo sono riconoscibili sulla parete nord di Cima Pape (SOMMAVILLA, comunicazione personale).

Segue in concordanza una successione di ialoclastiti e tufiti ialoclastitiche potente in alcuni punti fino a 200 metri (Fig. 5). Sono in prevalenza siltiti-peliti ed arenarie fini vulcanoclastiche, in strati sottili (10-30 cm), gradati e a lamine parallele che legano la loro genesi ed esplosioni di lave in ambiente sottomarino e che sono messe in posto, da ultimo, per flussi gravitativi turbolenti (vulcano-torbiditi, *sensu* VIEL, 1979; ROSSI *et al.*, 1977). Torbiditi vulcanoclastiche grossolane e strati da colata (*debris flow*) sono pure presenti. VIEL (1979) chiama *Ialoclastiti del Fernazza* l'intera successione vulcanica-vulcanoclastica sopraladinica compresa tra il Buchenstein e i Conglomerati della Marmolada, formata da ialoclastiti in prevalenza, da accumuli di megabrecce sedimentarie (Agglomerati *Auctt.*) e da corpi effusivi (colate e lave a cuscini). In questo lavoro si è preferito tenere distinti l'orizzonte di Agglomerato basale e il complesso effusivo soprastante designando col nome di *Ialoclastiti del Fernazza s.s.* il solo corpo ialoclastitico di tetto.

Le *Ialoclastiti del Fernazza s.s.* sono il termine più recente della incompleta successione vulcanica-vulcanoclastica ladinica di Cima Pape, erosa in varia misura in un tempo compreso tra la deposizione delle ialoclastiti stesse e quello dei depositi clastici che le ricoprono in discordanza (Conglomerati della Marmolada) (Fig. 6).

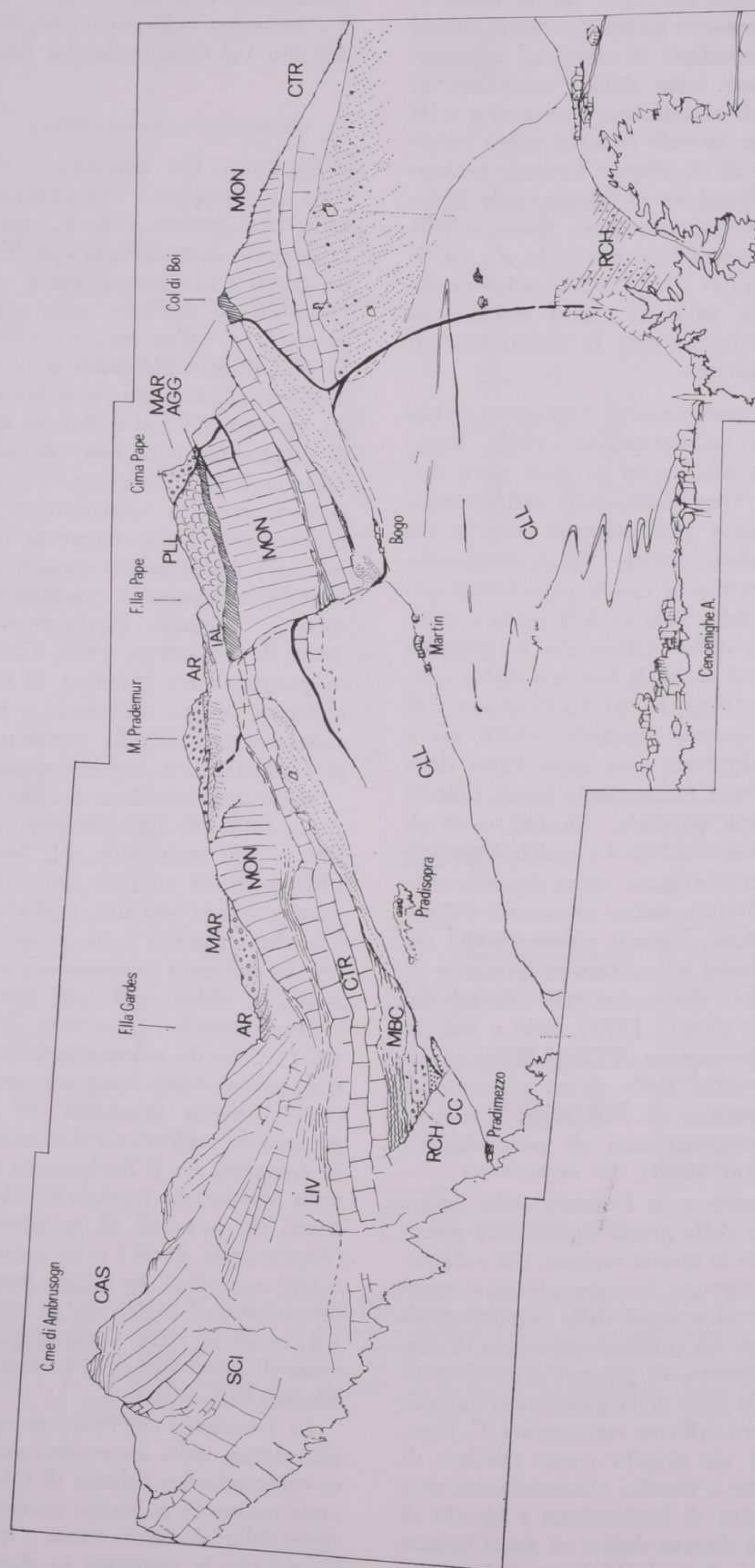


Fig. 3a - Schizzo della panoramica di Fig. 3b con indicazioni delle principali località geografiche e delle formazioni geologiche.



Fig. 3b - Il Gruppo di Cima Pape-Pale di Sanson visto da est (pendici inferiori del Pelsa, Civetta). A sinistra, il massiccio dolomitico ladinico delle Pale di S. Lucano, CLL e CC, Membri di Campil e di Cencenighe della Formazione di Werfen; RCH, Conglomerato di Richthofen; MBC, Calcarei scuri di Morbiae; CTR, Formazione di Contrin; SCI, Dolomia dello Sciliar; LIV, Formazione di Livinallongo; MON, subvulcaniti; PLL, *pillow-lave*; AGG, Agglomerato *Auctt.*; PBR, *pillow-breccie*; IAL, *taloclastiti*; MAR e AR, Conglomerati della Marmolada e facies arenacee associate; CAS, Dolomie Cassiane.

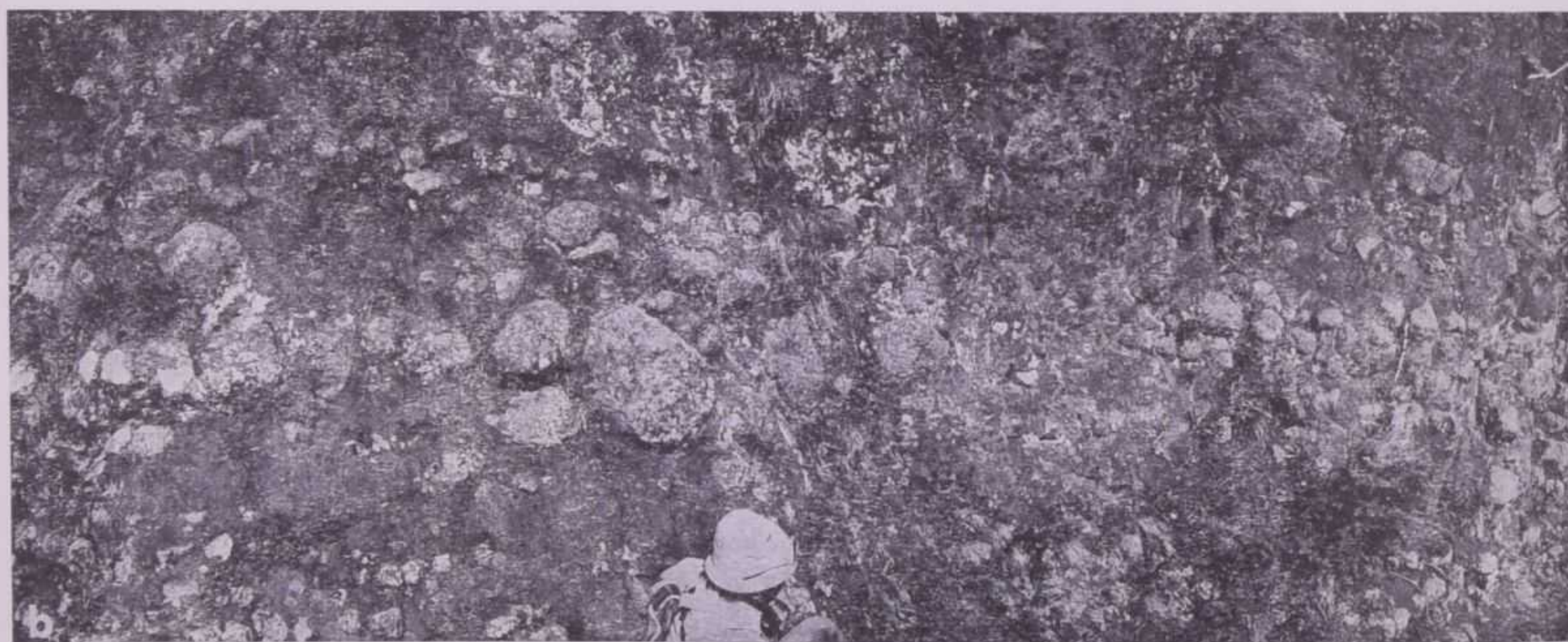


FIG. 4a e b - « Paraconglomerati » a *pillow* lavici rimaneggiati (Loc. Col di Boi). Si noti la rozza stratificazione obliqua a basso angolo (4b) e la laminazione della matrice arenacea (4a).

Corpi subvulcanici di lave a struttura colonnare, di modeste dimensioni (qualche metro di potenza e alcune decine di metri di estensione laterale) sono intrusi a vari livelli nella successione vulcanica sottostante i conglomerati, sia nel complesso di *pillow*-lave e *pillow*-breccie che nelle *Ialoclastiti* del Fernazza s.s.. Sono l'espressione finale di un magmatismo che si conclude prima della deposizione dei Conglomerati della Marmolada, che ne sono esenti. La composizione di questi prodotti,

sulla base classificativa di Streckeisen (1967), è genericamente trachandesitica-trachibasaltica.

Per uno studio petrochimico dei prodotti magmatici in questa zona si veda GASPAROTTO (1982) e GASPAROTTO *et al.* (in preparazione).

LE FORMAZIONI SEDIMENTARIE POST-MAGMATICHE

LADINICO SUP. - CARNICO INF. - I *Conglomerati della Marmolada* sono un potente corpo di conglomerati e paraconglomerati grossolani (\varnothing medi dai 20 ai 50 cm) a matrice arenacea, in banchi plurimetri grossolanamente tabulari, massicci o stratificati, raramente canalizzati. Crude gradazioni dirette in conglomerati grano-sostenuti indicano una messa in posto da sospensioni turbolente; i banchi massicci di paraconglomerati completamente disorganizzati sono probabilmente il prodotto di colate viscose, in entrambi i casi, in ambiente subacqueo. Gli elementi, poligenici nei conglomerati basali di M. Caoz (Fig. 7a) e pressoché monogenici in quelli più alti di C. Pape-Vanidiei, sono tutti di origine magmatica: includono prodotti lavici e subvulcanici basici e i loro

differenziati in senso acido (fino a sieniti) e sembrano derivare dallo smantellamento di un edificio vulcanico piuttosto evoluto dal punto di vista petrochimico (SIMBOLI, comunicazione personale). Per dati sulla composizione si veda ROSSI *et al.* (1977) e GASPAROTTO (1982). Si tratta di depositi tessituralmente maturi; gli elementi, estremamente arrotondati (Fig. 7a e b), presuppongono una rielaborazione piuttosto lunga in ambiente subacqueo (torrentizio) prima della rideposizione, per

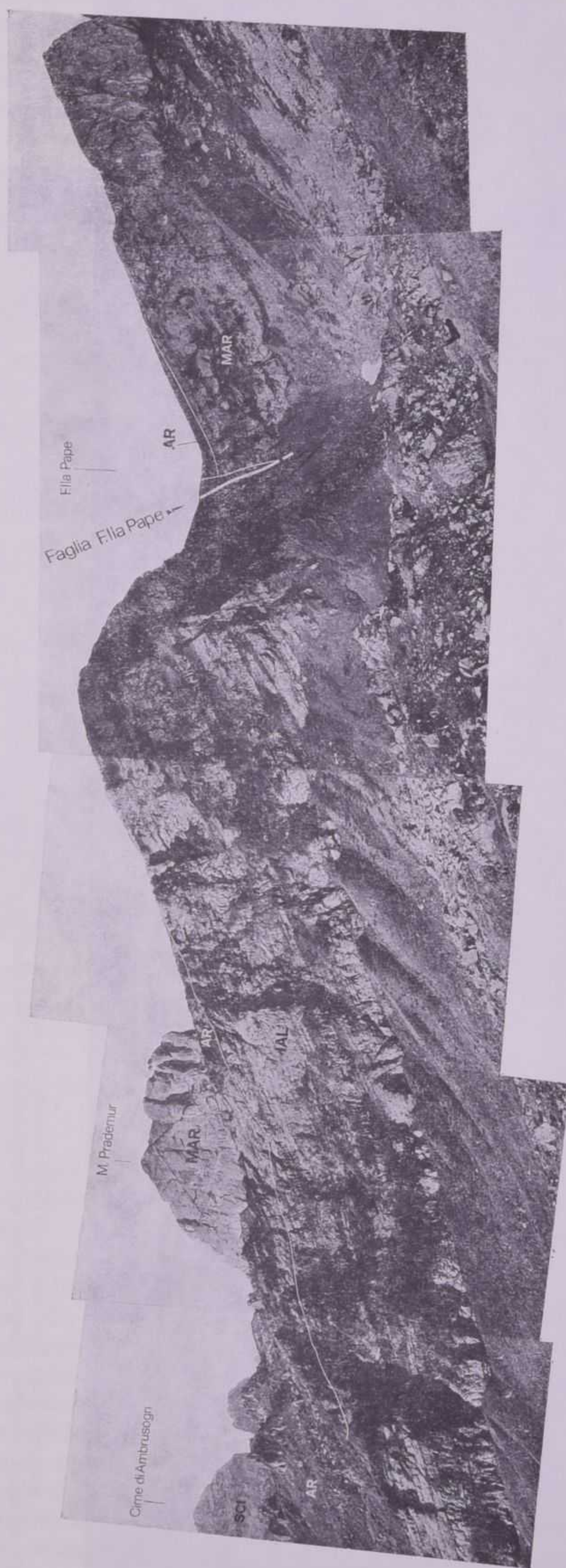


FIG. 5 - La successione ialoclastica di tetto (IAL; Ialoclastiti del Fernazza s.s.) nella conca di Rudelefin alto (pendici orientali di Cima Pape). E' indicato a tratto sottile il contatto superiore, erosivo, con le arenarie tufacee (AR) che stanno alla base dei conglomerati di Cima Pape (MAR), sullo sfondo. A destra i conglomerati di Cima Pape (MAR) a contatto per faglia con la successione vulcanoclastica (IAL): a tratto spesso è indicata la faglia sinsedimentaria triassica; a tratto sottile, la vicariante alpina. Le arenarie vulcanoclastiche (AR) suturano l'elemento triassico di Flla Pape.



FIG. 6 - Il gruppo di Cima Pape visto da est (F.lla Cesurette). A destra lo *slope* carbonatico delle Pale di S. Lucano (SCI) e il contatto con la successione vulcanoclastica, lungo la rettilinea Valle di Gardes. A sinistra il corpo tabulare dei Conglomerati della Marmolada esposti lungo la parete dei Vanidiei; la freccia ne indica la base discordante sulle ialoclastiti (IAL) (Ialoclastiti del Fernazza s.s.).

flussi gravitativi, in ambiente profondo. Si noti che diverso è il caso dei « paraconglomerati » di cuscini lavici di Col di Boi (Fig. 4) nei quali l'arrotondamento degli elementi è un carattere primario e non acquisito.

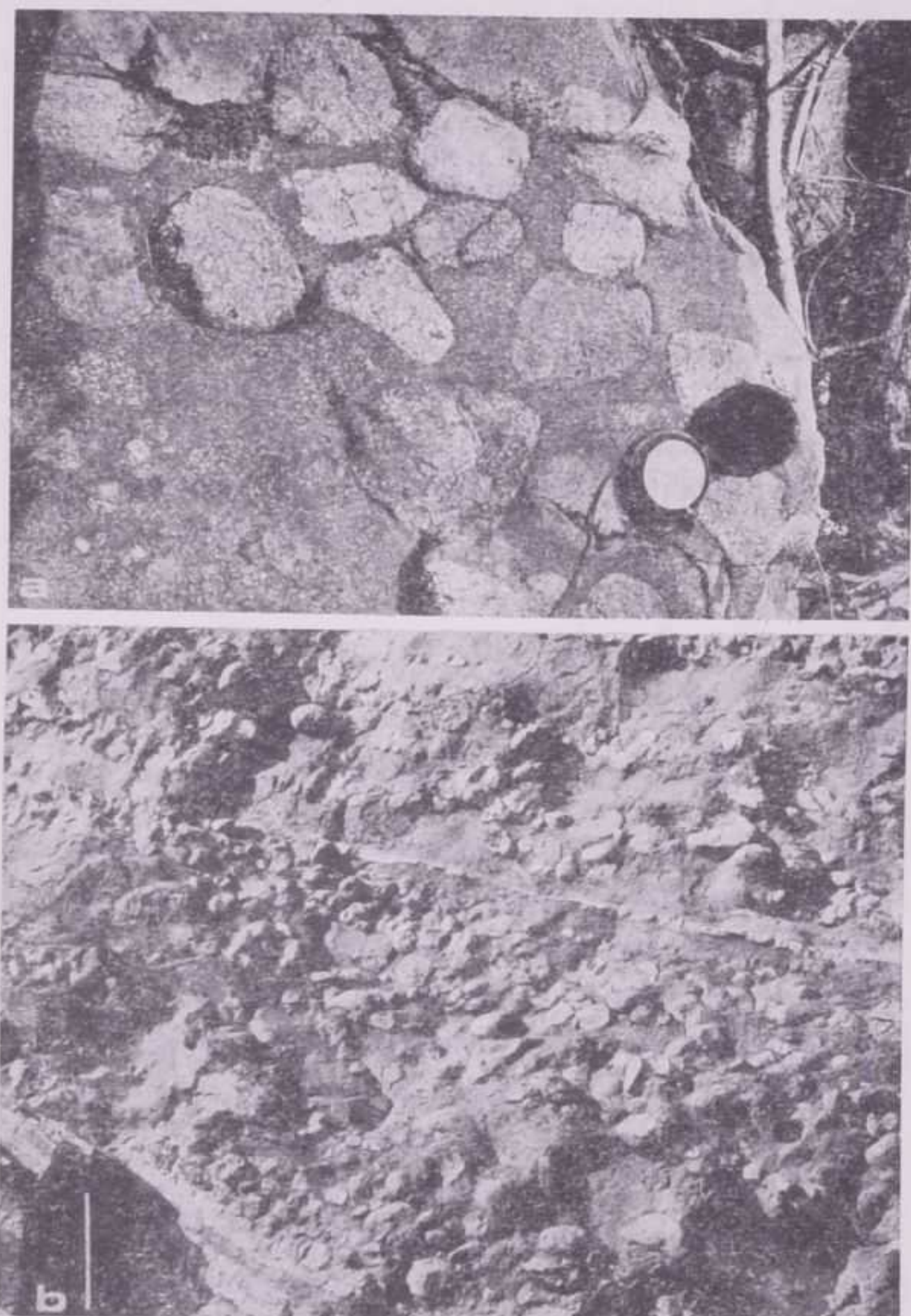


FIG. 7a - Conglomerati della Marmolada; facies « poligenica » basale (Loc. M. Caoz, versante occidentale). Foto Somnavilla.
FIG. 7b - Conglomerati a matrice arenacea ed orizzonti di arenarie tufacee intercalati. Conglomerati della Marmolada (Cfr. facies « ad elementi vulcanici », VIEL (1979)) (Loc. C.ra Prademur). Scala 50 cm.
Si noti, in entrambi i casi, l'elevato arrotondamento degli elementi.

Arenarie tufacee (*sensu* VIEL 1979, pg. 45), ciottolose e non, in piccole lenti ed intercalazioni di notevole estensione e potenza sono presenti a diversi livelli nella successione conglomeratica. L'orizzonte maggiore (circa 100 m di spessore) che si segue continuo alla base dei M.ti Pion e Prademur è una successione organizzata di torbiditi « prossimali » (sequenze T_a e T_{a-b} , strati « slurried »), frequentemente canalizzate che, aumentando in granulometria verso l'alto, sfumano nel corpo conglomeratico di tetto che chiude la successione. Il carattere torbiditico di questo orizzonte implica che almeno la parte basale dei Conglomerati della Marmolada (Conglomerati di M. Caoz e di Cima Pape) sono stati ridepositati in

ambiente subacqueo. I Conglomerati della Marmolada possono essere interpretati come un complesso di delta-conoide in rapida costruzione, con direttrici di trasporto dai quadranti occidentali. Evidenze dirette di paleocorrenti sono comunque scarse e statisticamente poco valide. Il loro spessore totale assomma a 1300 metri almeno. I Conglomerati della Marmolada della zona di Cima Pape hanno caratteri che li accomunano, sia dal punto di vista tessiturale che composizionale, in parte alle facies « ad elementi vulcanici », in parte alle facies « poligeniche » del Membro del Civetta in VIEL (1979). Essi sembrano comunque derivare dallo smantellamento anche profondo di aree emerse e sono stati soggetti ad un trasporto non trascurabile prima della loro deposizione; essi non sembrano legati in generale ad alcuna manifestazione magmatica in atto o da poco conclusa, nè sembrano il prodotto di smantellamento locale di corpi vulcanici superficiali come pare accada in altri settori più settentrionali delle Dolomiti (M. Padon; ROSSI *et al.*, 1974).

ASSETTO STRUTTURALE (Fig. 8 e carta geologica allegata).

Prevale la tettonica per faglia. Il sistema dominante ha direttrici grossomodo nord-sud, non mancando tuttavia elementi importanti di direzione nord est-sud ovest e nord ovest-sud est (Fig. 8).

Si tenga presente che nella carta geologica allegata sono stati adottati i seguenti criteri di rappresentazione: sono state rappresentate in colore blu le faglie di cui si ha l'evidenza che furono attive in epoca ladinica, riattivate o meno durante le fasi della tettonogenesi alpina, e in rosso, le faglie attivate o riattivate in epoca alpina, di cui non si ha il controllo che furono individuate in tempi ladinici. Apparenti incongruenze sono legate a questo tipo di rappresentazione che prescinde da interpretazioni e che non tiene conto dei diversi tempi di attività delle singole faglie. Per una corretta interpretazione della carta si considerino gli schemi evolutivi di Figg. 9, 10, 11 e 12 dove sono analizzati separatamente gli effetti delle singole fasi tettoniche.

Faglia Forcella Caoz-Pont (I in Figg. 8 e 9). E' una faglia sub-verticale di direzione nord ovest-sud est. E' funzionante già in tempi pre-, sin-Agglomerato del quale controlla la distribuzione. Ha giocato un ruolo importante durante la messa in posto delle subvulcaniti di Malgonera e della serie vulcanica soprastante, condizionando facies e spessori di entrambi i litosomi.

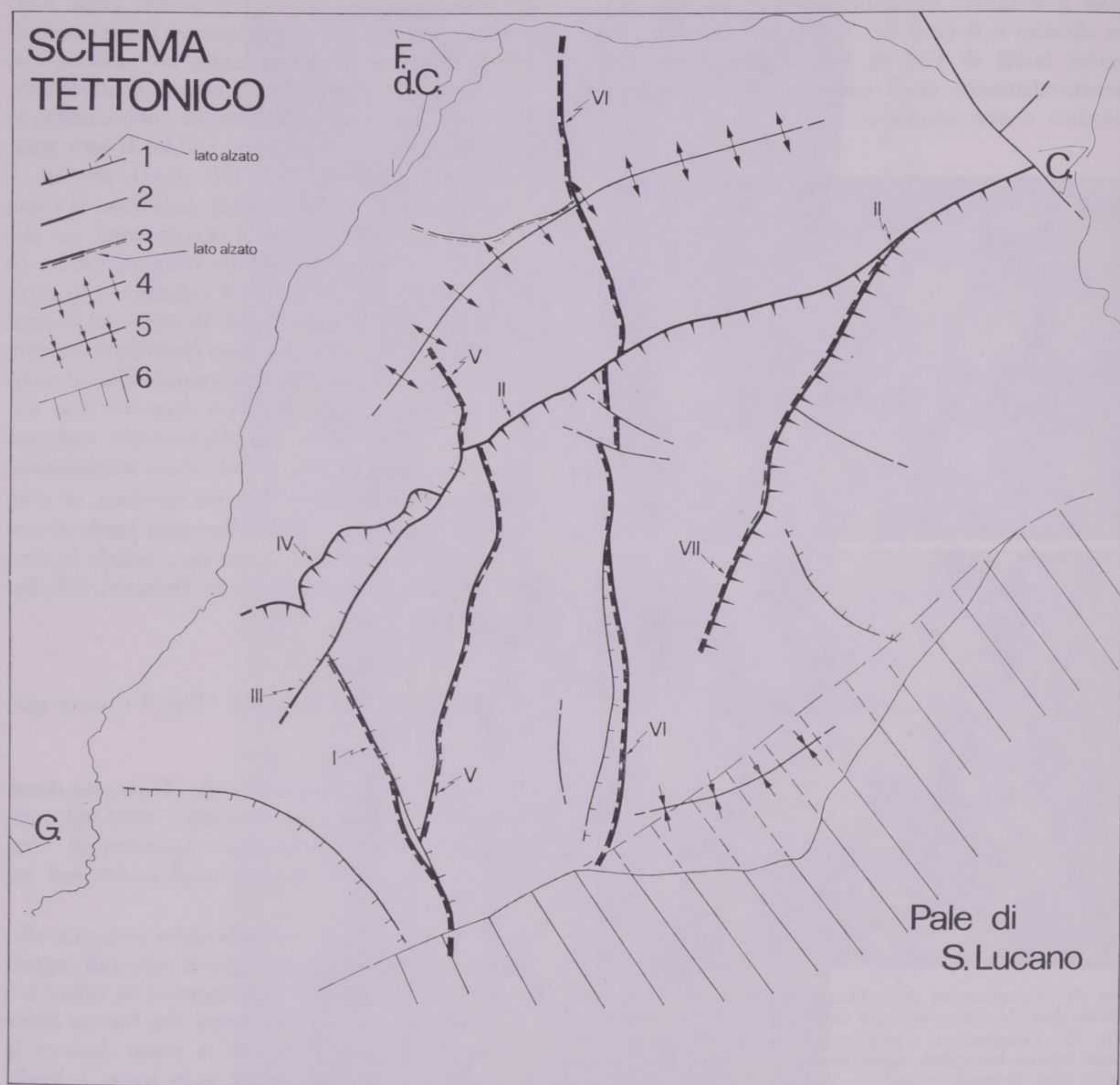


Fig. 8 - Schema tettonico. 1, faglie inverse ed accavallamenti; 2, faglie verticali; 3, faglie dirette; 4, anticlinali; 5, sinclinali; 6, *Slope* della piattaforma carbonatica ladinica delle Pale di S. Lucano. A tratto spesso, elementi ed effetti del tettonismo medio-triassico; a tratto sottile, elementi ed effetti alpini. I, F. F.lla Caoz-Pont; II, F. Cencenighe-Col del Nono-Gares (segmento settentrionale); III, F. Cencenighe-Col del Nono-Gares (segmento occidentale); IV, Accavallamento Cencenighe-Col del Nono-Gares (segmento occidentale); V, F. dei Vanidiei; VI, F. di F.lla Pape; VII, F. di Col del Pez.

Faglia Cencenighe-Col del Nono-Gares. Elemento composito costituito da due segmenti di direzione e vergenza diverse: nord est-sud ovest, nord-vergente, il segmento settentrionale (II in Figg. 8 e 10), nord nord est-sud sud ovest, est-vergente, quello meridionale (III in Figg. 8 e 10). E' stato attivato inizialmente come linea vulcano-tettonica durante la messa in posto delle sub-vulcaniti di Malgonera, delle quali controlla la distribuzione (Fig. 10). Il segmento settentrionale (II) così come l'accavallamento IV (Figg. 8 e 11), sua naturale prosecuzione, hanno funzionato come faglie inverse probabilmente già durante una delle

fasi tettoniche sopraladiniche. Gli elementi II, III e IV sono stati riattivati più volte in epoca alpina (Fig. 12).

Faglia dei Vanidiei (V) (Col della Meda-F.lla Vanidiei-C.re Doff), di Forcella Pape (VI) (Col di Boi-F.lla Pape-Malgonera) e di Col del Pez (VII) (Cencenighe-Col del Pez-Prademur) (Figg. 8 e 11). Appartengono al sistema dominante meridiano e sono tutte faglie di età triassica, le due ultime essendo suturate dai Conglomerati della Marmolada o dalle facies arenacee associate; la prima, essendo completamente « cicatrizzata » e

mai rimobilizzata in tempi recenti. Restaurata la situazione pre-deformazione alpina, la prima risulta essere sub-verticale leggermente est-vergente; le altre, ovest-vergenti a varia inclinazione.

Faglie minori. Sono tutte faglie alpine, per lo più verticali, a sviluppo limitato e rigetto minimo (sull'ordine delle decine di metri). Sono tutte orientate nord ovest-sud est o, in molti casi, sono impostate lungo o in prossimità delle pre-esistenti linee triassiche.

Sono infine effetti della tettonogenesi alpina l'anticlinale di M. Celat-Col di Boi, con asse di direzione nord est- sud ovest parallelo all'accavallamento II-IV (Fig. 8 e 12), l'estesa monoclinale che caratterizza l'intero gruppo delle Pale di Sanson e la blanda sinclinale Pion-Gardes-Cesurrette, di raccordo alle Pale di S. Martino est-Pale di S. Lucano orizzontali (Fig. 3).

EVOLUZIONE TETTONICA

LA STORIA PRE-LADINICA

La storia pre-ladinica della zona di Cima Pape ha stretta affinità con quella dell'intero settore delle Dolomiti Occidentali (ASSERETO *et al.*, 1977; MASETTI e NERI, 1980; BROGLIO LORIGA *et al.*, 1983). Aree bacinali e di piattaforma carbonatica cominciano a differenziarsi già nell'Anisico ma l'individuazione di un vero dominio pelagico (il bacino del Buchenstein) si ha definitivamente solo nel Ladinico Inferiore. In questo periodo il truogolo di Cima Pape era delimitato a sud dalla scarpata deposizionale della piattaforma delle Pale di S. Martino - S. Lucano e ad est, dalla piattaforma del Civetta-Cernera che lo separava dal più orientale Bacino Cadorino (VIEL, 1979, Fig. 10).

Il rapido aumento di spessore dei depositi bacinali e il cambio di facies verso sud, da emipelagiche selciferie a torbiditiche con risedimenti carbonatici, a facies di pendio, provano l'isocronicità della Formazione di Livinallongo con la piattaforma carbonatica delle Pale, eteropia già riconosciuta in questa zona da MOJSISOVICS (1879) e riproposta in epoca recente da BOSELLINI e ROSSI (1974) e da GAETANI *et al.* (1981).

GLI « AGGLOMERATI » AUCTT.

L'Agglomerato di Cima Pape è un singolo corpo tabulare di megabrecce disorganizzate deposto in concordanza sui sedimenti indisturbati della Formazione di Livinallongo. Esso segna la fine della sedimentazione emipelagica nel bacino del Buchenstein. La sua messa in posto post-data

di poco od è coeva con l'inizio delle effusioni in Dolomiti, come testimoniano la presenza di inclusi lavici e la cospicua componente vulcanica.

Come gli analoghi corpi di megabrecce caotiche che stanno alla base di molte successioni vulcaniche dolomitiche (i.e. Buffaure, CASTELLARIN *et al.*, 1977; Civetta-Cordevole, ROSSI *et al.*, 1977; Agordino-Zoldano, VIEL, 1979) esso è connesso con una prima fase tettonica (vulcano-tettonica secondo alcuni; DOGLIONI, 1982) distensiva, associata a magmatismo basico, che ha avuto la sua espressione più significativa in settori centrali delle Dolomiti Occidentali (Costabella, Padon, Civetta-Cordevole, CASTELLARIN *et al.*, 1977; ROSSI *et al.*, 1977; BOSELLINI *et al.*, 1982). Nella zona di Cima Pape l'attività vulcanica pre-Agglomerato è insignificante ed il primo tettonismo di natura distensiva, così pronunciato nelle aree più settentrionali ed occidentali (i.e. Civetta-Cordevole, Buffaure, CASTELLARIN *et al.*, 1977; BOSELLINI *et al.*, 1982), non ha praticamente alcuna espressione. I suoi effetti sono limitati all'attivazione di faglie minori con rigetto minimo (Faglia F.lla Caoz-Pont), inadatte ad alimentare una qualsiasi risedimentazione gravitativa di rilievo (Fig. 9). Non sono riconoscibili in alcun punto del

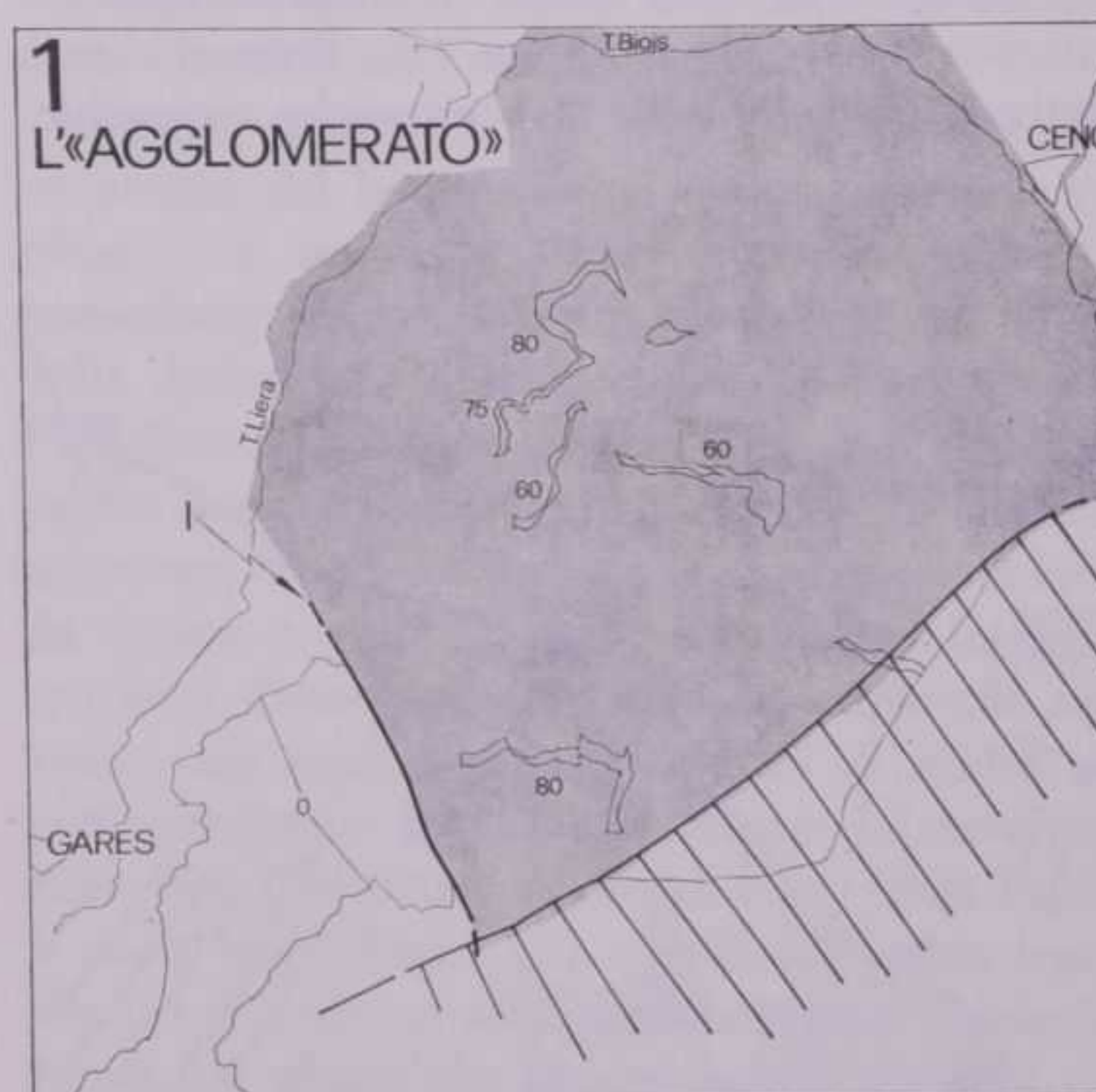


FIG. 9 - Situazione al momento della deposizione dell'Agglomerato. Si attiva la faglia F.lla Caoz-Pont (I) che delimita una zona alta non raggiunta dalle megabrecce (settore dell'alta Val Bordina-alta Val Gares). I numeri indicano gli spessori del corpo di megabrecce; il retino grigio, la sua distribuzione areale.

settore agordino delle Dolomiti Bellunesi aree denudate sufficientemente estese, adeguate a fornire i volumi e i tipi di materiali quali quelli coinvolti nell'Agglomerato di Cima Pape, che pertanto deve avere avuto una provenienza esterna alla

zona di accumulo e lontana. Ampie zone erose a questo livello, possibili aree sorgenti delle megabrecce, esistono a nord, nella catena del Padon, Russ (DOGLIONI, 1982), in Val Pettorina e al Sasso Bianco (VIEL, 1979; per una revisione vedi anche BOSELLINI *et al.*, 1982), tutte collocate ad una distanza compatibile con le capacità di trasporto di cui colate di detrito sottomarine ad elevato volume sono comunemente dotate.

LA FASE PAROSSISTICA DEL MAGMATISMO

Alla deposizione dell'Agglomerato segue l'effusione in ambiente sottomarino e l'intrusione ad un livello molto superficiale, entro gli strati della Formazione di Livinallongo, di un ingentissimo volume di magmi basici (SOMMAVILLA, 1970; GASPAROTTO, 1982; GASPAROTTO *et al.*, in preparazione). Il corpo subvulcanico ha la geometria di laccolite fortemente convesso verso l'alto nel settore centrale di Malgonera-Valle Gardes e di *sill* stratiforme sottile nelle zone periferiche dei versanti del Liera e del Biois. La sua espressione superficiale, al momento dell'intrusione, doveva essere quella di una pronunciata intumescenza che controllava spessori e facies del complesso vulcanico soprastante. La sua riduzione di spessore è drastica e si attua lungo un contatto vulcano-tettonico (I, II-III; Fig. 8 e 10), linea che sarà riattivata più volte nelle fasi tettoniche successive.



FIG. 10 - Distribuzione e spessori delle vulcaniti (1; lave a *pillow*, *pillow*-brecce e « conglomerati » a *pillow* rimaneggiati) e delle subvulcaniti (2; monzoniti-monzogabbri ed equivalenti subvulcanici). Linee vulcano-tettoniche (3) delimitano il corpo subvulcanico principale di Malgonera (1000 m), Costa Palazza (290 m) e Mandriz (275 m). (I, F. F.lla Caoz-Pont; II-III, Linea Cencenighe-Col del Nono-Gares). 4, *slope* ladinico parzialmente « sepolto » (a) al termine della deposizione della successione vulcanoclastica « del Fernazza ».

L'intrusione delle subvulcaniti post-data la deposizione dell'Agglomerato poichè non ne controlla la distribuzione e post-data anche la effusione delle prime lave a *pillow* che a luoghi ne costituiscono la copertura. Essa può essere messa in relazione, in una certa misura, con i primi sintomi di inversione del « clima » tettonico superficiale, al passaggio dalla fase distensiva iniziale a quella compressiva. Le effusioni in ambiente subacqueo continuano comunque dopo l'iniezione dei magmi e si protraggono per un certo tempo anche dopo il colmamento delle depressioni e l'appianamento del rilievo (come sembra dimostrato dalla complementarità delle lave effuse e dei magmi intrusi), segno evidente che l'instaurazione di un vero e proprio regime compressivo avviene sensibilmente più tardi.

La stratigrafia della zona di Campo Boaro-Pallalada-Val Bordina sembra registrare tre momenti: uno iniziale, pre-intrusivo, che vede la messa in posto pressochè ubiquitaria di lave a cuscini basali, uno sin-, post-intrusivo connesso con la esistenza dell'intumescenza del settore centrale, durante il quale tutto il materiale effuso sul suo « dorso » era rimobilizzato e rideposto come brecce di cuscini lavici nelle depressioni periferiche ed un terzo, infine, che post-data il colmamento delle depressioni e l'appianamento del rilievo, durante il quale le lave a *pillow*, effuse su di un substrato pressochè orizzontale, rimangono sostanzialmente in posto.

I « paraconglomerati » a *pillow* rimaneggiati di Col di Boi sono considerati, per la loro posizione stratigrafica, coevi con, e geneticamente legati al complesso lavico e non già una facies dei Conglomerati della Marmolada, sensibilmente più recenti. La loro origine potrebbe essere legata alla rimozione delle lave a cuscini basali dal margine sollevato dell'intrusione, nel momento in cui questa era messa in posto, ed essere essi pertanto isocroni con la formazione delle prime *pillow*-brecce.

La fine delle effusioni è istantanea ed è seguita dalla deposizione su di un substrato, si è detto, pressochè piano ed orizzontale, di un corpo continuo e potente di torbiditi ialoclastitiche connesse con una attività vulcanica sottomarina di tipo esplosivo esterna alla zona di Cima Pape e probabilmente lontana.

LA FASE TETTONICA PRINCIPALE

La fase principale del tettonismo sopraladinico si attua in un tempo imprecisato, compreso tra la fine della deposizione delle ialoclastiti e la messa in posto dei Conglomerati della Marmolada. Un certo numero di faglie dirette e inverse sono

attivate in questo periodo sotto l'impulso di compressione attiva, di collassi distensivi e di carichi litostatici.

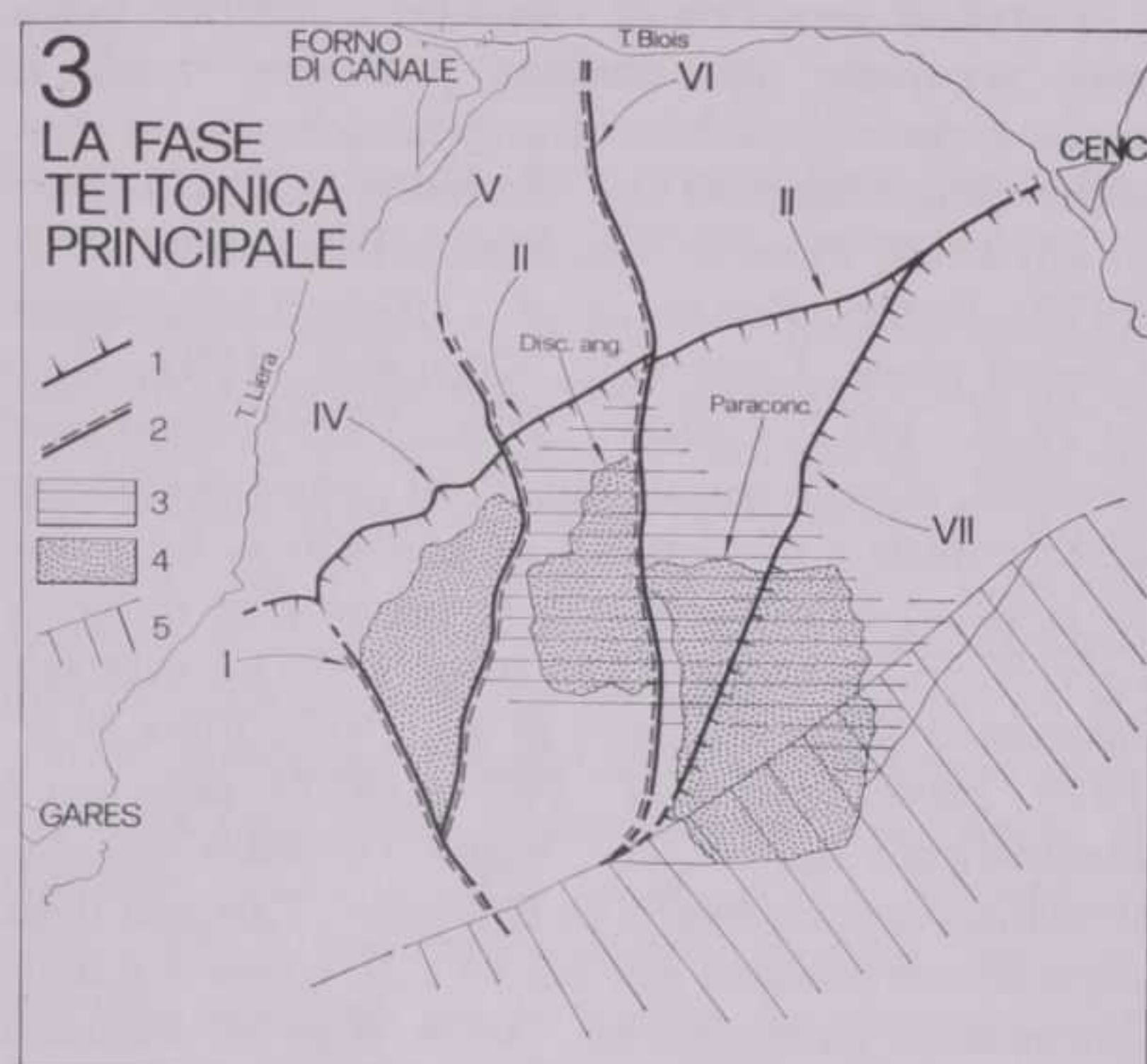


FIG. 11 - Schema tettonico relativo alla fase principale del tettonismo sopraladinico, che precede e si conclude con la deposizione dei Conglomerati della Marmolada. La compressione precede il riassetto distensivo che, come il riequilibrio isostatico indotto dal carico del cuneo clastico, si realizza lungo faglie ad andamento meridiano. 1, Faglie compressive; 2, Faglie distensive; 3, Aree denudate; 4, Conglomerati della Marmolada; 5, Slope ladinico «sepolto» dalle formazioni clastiche; I, F. F.lla Caoz-Pont; II-IV, Accavallamento Cencenighe-Col del Nono-Gares; V, F. dei Vanidiei; VI, F. di F.lla Pape; VII, F. di Col del Pez.

Compressione. Un primo momento compressivo produce un raccorciamento significativo in tutta l'area. Nel comparto sud-orientale si attiva la faglia inversa del Col del Pez (VII in Fig. 11). L'accavallamento Cencenighe-Col del Nono-Val di Gares (II-IV in Figg. 8 e 11) si produce anch'esso probabilmente durante questa fase. E' verosimile che compressioni siano in atto lungo le altre faglie individuate in questo momento (F. di F.lla Pape (VI) e dei Vanidiedi (V)). Blandi ripiegamenti e *tilting* regionale sembrano associati a questa prima compressione, come testimoniano le discordanze angolari dei Vanidiedi (Fig. 6) e della C.ra Prademur (vedi carta geologica allegata). I primi denudamenti iniziano probabilmente già in questo momento con la demolizione dei comparti più elevati.

Riassetto distensivo. E' ipotizzato come momento di collasso post-cinemático. Non se ne ha alcuna evidenza diretta. Sarebbe questa la fase che ha conferito ai blocchi di faglia precedentemente individuati una diversa elevazione, compatibile con l'entità dei denudamenti osservati.

Erosione. E' una conseguenza della tettonica compressiva e distensiva delle prime fasi, con le quali è probabilmente proceduta di pari passo. Erosioni massime sono riconoscibili nei comparti più elevati; nell'*horst* dei Vanidiei, ad esempio, e nel blocco del Piaon, sollevato anche per effetto dell'intrusione (Fig. 2), dal quale sono state rimosse diverse centinaia di metri della serie vulcanica sopraladinica.

Deposizione dei conglomerati e riequilibrio isostatico. I Conglomerati della Marmolada si depongono da ultimo, a tettonismo pressoché concluso. Il carico litostatico del cuneo clastico induce riattivazioni lungo le linee dei Vanidiei e di F.lla Pape che agiscono come faglie di crescita nelle prime fasi di deposizione dei conglomerati di M. Caoz e di Cima Pape.

La faglia di F.lla Pape è praticamente inattiva già durante la deposizione delle arenarie torbidi-tiche sommitali (AR in Fig. 5) che la suturano. Movimenti differenziali tra i vari blocchi di faglia sono comunque conclusi al tempo della deposizione del corpo conglomeratico di tetto del M. Piaon-M. Prademur, quando un carico uniforme è applicato indifferentemente ai vari comparti.

La faglia di Col del Pez, tardivamente suturata dai depositi clastici, non è mai riattivata durante tutta quest'ultima fase di deposizione.

Quanto enunciato presuppone una risposta molto pronta del basamento al carico litostatico applicato ed un riequilibrio isostatico pressoché immediato, limitato, nella fattispecie, al tempo della deposizione dell'intercalazione torbidi-tica di F.lla Pape. Il vistoso assetto a gradoni del basamento pre-conglomeratico è, secondo il modello proposto, un effetto tardivo post-tettonico indotto da carico e solo in parte un motivo legato a tettonica distensiva; esso non ha comunque mai avuto una espressione topografica di rilievo, se non sottoforma di piccole scarpate la cui elevazione non eccedeva la decina di metri (F.lla Pape). I risalti morfologici più significativi sono legati alle prime fasi, cui sono associati anche i denudamenti più vistosi che precedono l'inizio della deposizione clastica.

LA TETTONICA ALPINA

Gli effetti più significativi di un tettonismo tardivo, posteriore alla deposizione dei conglomerati e, con ogni probabilità, di epoca alpina sono la riattivazione dell'accavallamento nord-vergente di direzione nord est-sud ovest che si segue da Cencenighe alla Val di Gares (II-IV, Fig. 8 e 12), la blanda anticlinale dei terreni frontali, l'assetto

monoclinale immergente a sud dell'intero gruppo di Pape e la sinclinale di F.lla Gardes, di raccordo alle Pale di S. Lucano, orizzontali (Fig. 3). L'accavallamento (II-IV, Fig. 12a) è fagliato a sua volta in prossimità della sua terminazione occidentale (Fig. 12b). Si tratta in quasi tutti i casi di vecchi elementi triassici riattivati.

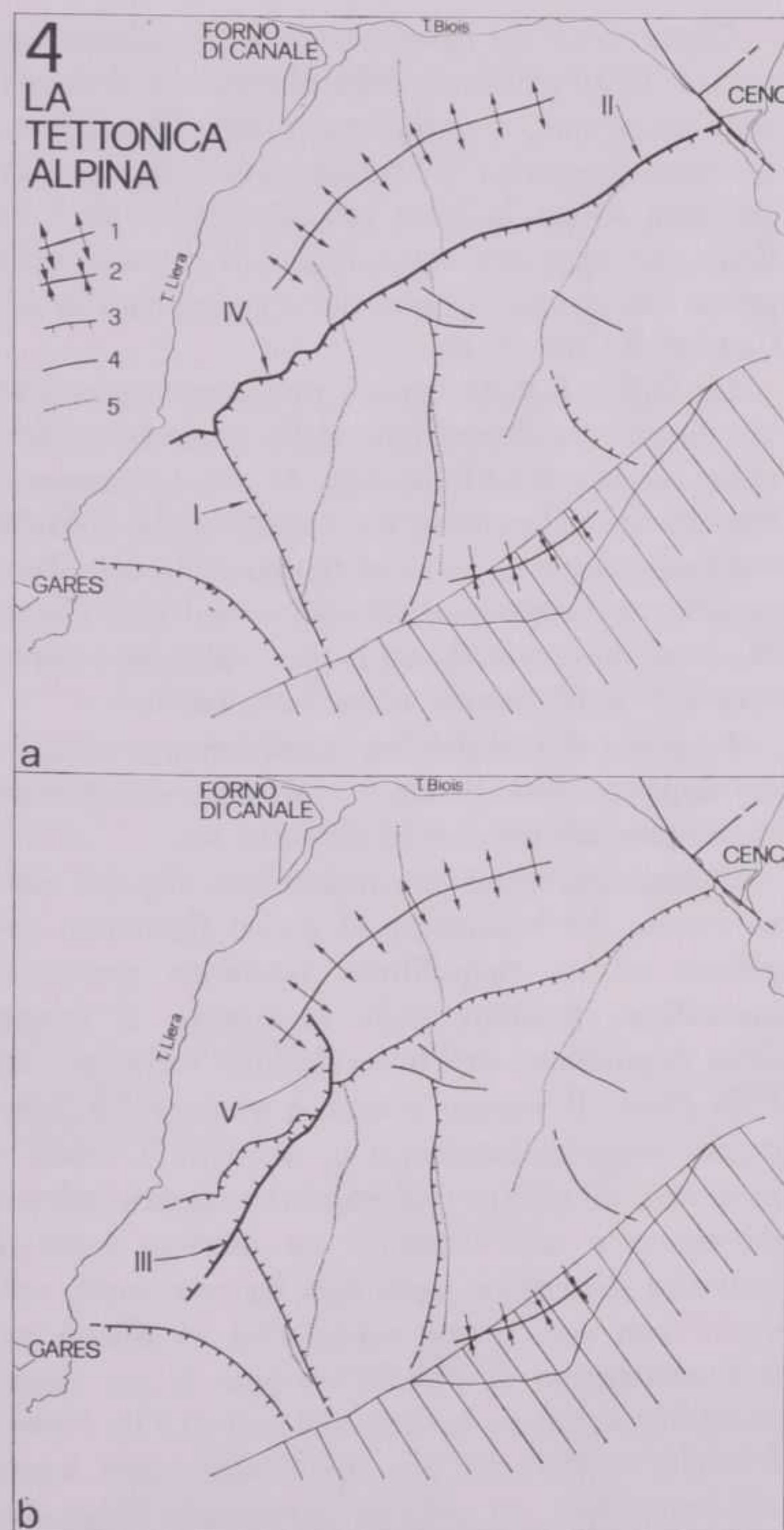


FIG. 12 - 1, Anticlinali; 2, Sinclinali; 3, Faglie inverse; 4, Faglie dirette o verticali; 5, Paleolinee ladini- che. I, F. F.lla Caoz-Pont; II-IV, Accavallamento Cencenighe-Col del Nono-Gares; III, Linea vulcano-tettonica Cencenighe-Col del Nono-Gares (segmento occidentale); V, F. dei Vanidiei (segmento settentrionale).

Gli effetti della tettogenesi alpina includono attivazione generalizzata delle vecchie linee ladini- che o di segmenti ad esse parallele e di faglie minori subverticali inverse o verticali di direzione comune nord est-sud ovest.

CONCLUSIONI

GLI « AGGLOMERATI »: LA PRIMA FASE DI VULCANESIMO E IL TETTONISMO ASSOCIATO

Corpi di megabrecce caotiche a matrice vulca- nica occupano una analoga posizione basale in molte serie vulcaniche-vulcanoclastiche medio-trias- siche delle Dolomiti (i.e. Buffaure, CASTELLARIN *et al.*, 1977; Pordoi, Sass Beccè, BOSELLINI *et al.*, 1977; Padon, Rossi *et al.*, 1974; Livinallongo, Civetta ovest, Cordevole, DOGLIONI, 1982; Ros- si *et al.*, 1977; Cadore, VIEL, 1979). Sono tutti depositi, almeno questi basali, di genesi puramente sedimentaria e di identico significato: la loro mes- sa in posto è collegata con la prima fase tettonica (o vulcano-tettonica; DOGLIONI, 1983) a carattere distensivo (CASTELLARIN *et al.*, 1977; PISA *et al.*, 1979; BOSELLINI *et al.*, 1977; 1982), associata a magmatismo basico, che segna l'esordio del dia- strofismo sopraladinico in Dolomiti, l'arresto della deposizione pelagica nei bacini e la « morte » delle piattaforme carbonatiche. Nelle zone di massima attività magmatica (i.e. Costabella, Buffaure; CA- STELLARIN *et al.*, 1977; BOSELLINI *et al.*, 1977; 1982) e di più intenso tettonismo, gli accumuli gravitativi hanno gli spessori massimi e ricoprono in discordanza superfici di profonda erosione, o colmano truogoli di natura tettonica (ROSSI *et al.*, 1977). Nei settori più marginali, meno disturbati, le frange distali di questi stessi prodotti, di pro- venienza lontana, si inseriscono concordanti nelle successioni bacinali sedimentarie (Cima Pape) o vulcanoclastiche (Cadore, VIEL, 1979).

LA SECONDA FASE DEL MAGMATISMO

L'intrusione di magmi basici è concomitante con un'imponente attività vulcanica sottomarina nella zona di Cima Pape e dintorni. Le *pillow*-lave e *pillow*-brecce effuse in questo momento sono coe- ve ed hanno lo stesso significato dei complessi lavi- ci di centri eruttivi analoghi di altre zone delle Do- lomiti (i.e. la « serie vulcanica normale » al Buffau- re, BOSELLINI *et al.*, 1977; colate basali nella zona del Civetta-Cordevole, Rossi *et al.*, 1977) men- tre sono eteropiche delle successioni vulcanocla- stiche-ialoclastitiche che si vanno accumulando lontano da questi (Cadore-Zoldano, VIEL, 1979; Padon, Rossi *et al.*, 1974). Le ialoclastiti di tetto si depongono nel momento in cui è disattivato pressochè completamente il centro eruttivo di Cima Pape. La prevalenza di ialoclastiti al tetto delle successioni vulcaniche in queste zone (i.e. Civetta-Cordevole, Rossi *et al.*, 1977) indica una tendenza generale alla disattivazione dei cen-

tri eruttivi locali ed il prevalere di un vulcanesimo esplosivo lontano. La successione vulcanica-vulcanoclastica di Cima Pape compresa tra l'Agglomerato e i Conglomerati della Marmolada corrisponde alla fase effusiva 2 in BOSELLINI *et al.* (1982).

LA FASE TETTONICA PRINCIPALE E LA DEPOSIZIONE DEI CONGLOMERATI DELLA MARMOLADA

La fase tettonica principale, a dominante compressiva, è l'evento che, con medesimi caratteri, si manifesta in tutto il settore dolomitico occidentale. E' una fase complessa di tettonismo, a più momenti, cui va imputata l'origine delle maggiori strutture compressive (Fig. 1 e 11), denudamenti intensi nelle zone maggiormente sollevate ed accumuli gravitativi importanti, sia di genesi sedimentaria (seconda generazione di megabrecce al Buffaure, CASTELLARIN *et al.*, 1977; BOSELLINI *et al.*, 1977) che tettonico-sedimentaria (*melange* tettonici implicati tra le scaglie sovrascorse di cui si parla in BOSELLINI *et al.*, 1982). Nella zona di Cima Pape, in compressione, il vulcanesimo è fermo; nè riprende quando la tensione si allenta, nel momento di distensione o successivamente quando si depositano i Conglomerati della Marmolada. Evidentemente il centro eruttivo è disattivato definitivamente in questo settore marginale. Non si conoscono i prodotti delle fasi 3 e 4 di vulcanesimo di BOSELLINI *et al.* (1982). In zone più centrali, come il Buffaure e la Val Duron, che gravitavano attorno al centro magmatico di Predazzo-Monzoni (BOSELLINI *et al.*, 1982, pag. 196), l'attività vulcanica è intensa sia durante che dopo la fase tettonica (vulcaniti della fase 3 di BOSELLINI *et al.*, (1982) che post-datano la messa in posto della seconda generazione di megabrecce al Buffaure).

I Conglomerati della Marmolada sono l'espressione di una intensa fase di erosione legata al tettonismo, ma che post-data di un tempo significativamente lungo i momenti del parossismo iniziale (tempo in cui si ha la effusione delle vulcaniti della fase 3). Il volume dei clastici è tale che lascia pensare a sollevamenti importanti, post-tettonici, presumibilmente di natura isostatica.

In conclusione: nella zona di Cima Pape non è rappresentata la fase 1 di vulcanesimo di BOSELLINI *et al.*, (1982) (se non dagli inclusi basaltici contenuti nell'Agglomerato), ma sono riconoscibili gli effetti e i prodotti del primo tettonismo distensivo (prima generazione di Agglomerati) a cui essa è associata. E' ben caratterizzata la fase 2 di vulcanesimo (inizialmente di alimentazione locale) e la successiva fase tettonica cui si fa corri-

spondere la seconda generazione di megabrecce. Sono elisi per erosione gli eventuali prodotti della fase 3, comunque mal caratterizzata; nè si riconoscono subvulcaniti intruse entro i Conglomerati della Marmolada che corrisponderebbero alla fase 4. La cessazione del vulcanesimo locale in questo settore è precoce ed è definitiva già con la fine della effusione del corpo principale di *pillow-lave*, in un momento imprecisato della fase 2; la sua ultima espressione è rappresentata dai corpi subvulcanici intrusi entro le ialoclastiti di tetto (Ialoclastiti del Fernazza s.s.).

BIBLIOGRAFIA

- ASSERETO R., BRUSCA C., GAETANI M. e JADOUL F., 1977 - *Le mineralizzazioni Pb-Zn nel Triassico delle Dolomiti. Quadro geologico e interpretazione genetica.* L'Industria Mineraria, v. 28/6, pp. 367-402, Faenza.
- BACCILLE SCUDELER L., 1972 - *Formazione di Livinallongo.* Boll. Serv. Geol. Ital., v. 92, pp. 73-86, Roma.
- BOSELLINI A., CASTELLARIN A., ROSSI P.L., SIMBOLI G. e SOMMAVILLA E., 1977 - *Schema sedimentologico e stratigrafico per il Trias Medio della Val di Fassa ed aree circostanti (Dolomiti Centrali).* Giorn. Geol., ser. 2^a, v. 42/1, pp. 83-108, Bologna.
- BOSELLINI A., CASTELLARIN A., DOGLIONI C., GUY F., LUCCHINI F., PERRI M.C., ROSSI P.L., SIMBOLI G. e SOMMAVILLA E., 1982 - *Magmatismo e tettonica nel Trias delle Dolomiti.* In: A. Castellarin e G.B. Vai (a cura di), Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. Reg. Soc. Geol. It., pp. 189-210, Bologna.
- BOSELLINI A. and ROSSI D., 1974 - *Triassic carbonate buildups of the Dolomites, Northern Italy.* In: L.F. Laporte (Ed.), Reefs in time and space, Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. n. 18, pp. 209-233, Tulsa.
- BOSELLINI A. e FERRI R., 1980 - *La Formazione di Livinallongo (Buchenstein) nella Valle di S. Lucano (Ladinico Inferiore, Dolomiti Bellunesi).* Ann. Univ. Ferrara (Nuova Serie), Sez. 9^a - Sc. Geol. e Paleont., v. 6/5, pp. 63-89, Ferrara.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. e NERI C., 1982 - *La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia.* Riv. Ital. Pal. Strat., v. 88/4, pp. 501-598, Milano.
- CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SIMBOLI G., BOSELLINI A. and SOMMAVILLA E., 1980 - *Middle Triassic magmatism in Southern Alps II: A geodynamic model.* Riv. Ital. Paleont. Strat., v. 85/3-4, pp. 1111-1124, Milano.
- CASTELLARIN A. and ROSSI P.L., 1980 - *Southern Alps: an aborted Middle Triassic chain?* Giorn. Geol., ser. 2^a, v. 43/2, pp. 313-326, Bologna.
- CASTELLARIN A., ROSSI P.L., SIMBOLI G., SOMMAVILLA E. e DE LUCA A., 1977 - *Dati geologici e petrografici sul Gruppo del Buffaure.* Miner. Petrogr. Acta, v. 21, pp. 165-187, Bologna.
- CASTIGLIONI B., 1939 - *Il Gruppo delle Pale di S. Martino e le valli limitrofe (Alpi Dolomitiche).* Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, v. 13, 104 pp., Padova.
- DOGLIONI C., 1982 - *Tettonica triassica nella Valle di Livinallongo (Dolomiti Centrali).* Ann. Univ. Ferrara (Nuova Serie), Sez. 9^a - Sc. Geol. e Paleont., v. 8/1, Ferrara.
- DOGLIONI C., 1983 - *Duomo medio-triassico nelle Dolomiti.* Rend. Soc. Geol. It., in stampa, Roma.
- FARABEGOLI E., PISA G. e OTT E., 1977 - *Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'Alta Valle di Zoldo (Dolomiti sudorientali).* Boll. Soc. Geol. It., v. 95/3-4, pp. 659-703, Roma.

- GAETANI M., FOIS E., JADOUL F. and NICORA A., 1981 - *Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy)*. Mar. Geol., v. 44, pp. 25-57, Amsterdam.
- GASPAROTTO G., 1981 - *Rilevamento geologico e studio petrochimico delle vulcaniti e vulcanoclastiti affioranti nell'area compresa tra C. Pape, la Val Gares e la Valle S. Lucano (Cencenighe A., Belluno) con particolare riferimento alle facies subvulcaniche*. Tesi di Laurea inedita, Università di Bologna. Bologna.
- LEONARDI P., 1968 - *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave*. 2 vv., 1019 pp., Rovereto.
- MOJSISOVICS von E., 1879 - *Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen*. 552 pp., Wien.
- MASETTI D. e NERI C., 1980 - *L'Anisico della Val di Fassa (Dolomiti Occidentali): sedimentologia e paleogeografia*. Ann. Univ. Ferrara, Sez. 9^a - Sc. Geol. e Paleont., v. 7/1, pp. 1-19, Ferrara.
- MARINELLI M., VIEL G. e FARABEGOLI E., 1980 - *Il Permo-Trias delle Alpi Meridionali: evoluzione tardo-ercinica di un bacino marginale di retroarco sialico*. L'Industria Mineraria, v. 6/1, pp. 1-14, Faenza.
- PISA G., FARABEGOLI E. e OTT E., 1978 - *Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali)*. Mem. Soc. Geol., It., v. 18, pp. 63-92, Roma.
- PISA G., CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SIMBOLI G., BOSELLINI A. and SOMMAVILLA E., 1980 - *Middle Triassic magmatism in Southern Alps I: a review of general data in the Dolomites*. Riv. Ital. Paleont. Strat., v. 85, pp. 1093-1110, Milano.
- ROSSI P.L., SIMBOLI G. e SOMMAVILLA E., 1974 - *La serie vulcanica medio-triassica della catena del Padon (Gruppo della Marmolada, parte settentrionale)*. Miner. Petrogr. Acta, v. 20, pp. 1-48, Bologna.
- SOMMAVILLA E., 1970 - *Monzonite con differenziazioni basiche e alcaline, e passaggio graduale a lava latitica a nord delle Pale di S. Martino (Dolomiti, Italia)*. St. Trent. Sc. Nat., sez. A, v. 47/1, pp. 135-160, Trento.
- ROSSI P.L., VIEL G. e SIMBOLI G., 1977 - *Significato paleogeografico e magmatico-tettonico della serie vulcanica vulcano-clastica ladinica superiore nell'area del Monte Civetta*. Boll. Soc. Geol., It., v. 95/3-4, pp. 433-458, Roma.
- STRECKEISEN A.L., 1967 - *Classification and nomenclature of igneous rocks*. N. Jb. Miner. Abh., v. 107, pp. 144-240, Stuttgart.
- VIEL G., 1979a - *Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e strutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali). I parte*. Riv. Ital. Paleont. Strat., v. 85/1, pp. 85-125, Milano.
- VIEL G., 1979b - *Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e strutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali). II Parte*. Riv. Ital. Paleont. Strat., v. 85/2, pp. 297-352, Milano.