

NUOVI DATI SULLA GEOLOGIA DEL QUATERNARIO DELL'ALTA VALLE DI ZOLDO (DOLOMITI SUDORIENTALI)

A. Moscariello⁽¹⁾ - F. Carraro⁽²⁾ - A. Paganelli⁽³⁾

⁽¹⁾Dottorato di ricerca presso la Section de Sciences de la Terre, Université de Genève

⁽²⁾Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino

e Centro di Studi sulla Geodinamica delle Catene Collisionali del CNR, Torino

⁽³⁾Dipartimento di Biologia, Università di Padova

RIASSUNTO - *Nuovi dati sulla geologia del Quaternario dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali)* - *Il Quaternario*, 6(1), 1993, p. 145-166 - Vengono descritti i depositi legati all'ultima fase glaciale dell'alta Valle di Zoldo. Questi sono distribuiti lungo il fondovalle e sui versanti, in una fascia altimetrica di circa 100 m, e poggiano, in prima approssimazione, su un unico fondovalle erosionale in roccia. Al suo interno sono state riconosciute almeno quattro unità deposizionali ciascuna relativa ad un differente stadio durante il generale ritiro del ghiacciaio. Distinte per bacino di pertinenza, sono state riconosciute altre unità deposizionali legate ai ghiacciai delle valli tributarie. Tali unità sono costituite, in ordine di importanza, da depositi glaciali, depositi fluvioglaciali, depositi fluviolacustri e depositi torrentizi. Lo studio dei rapporti geometrici tra i depositi legati geneticamente al ghiacciaio principale e quelli delle valli tributarie, ha messo in evidenza come il modellamento sia stato influenzato in maniera determinante dall'interferenza tra le ripetute pulsazioni del primo con quelle dei secondi. L'elevato contrasto di erodibilità che si registra lungo l'asse vallivo, in relazione sia all'elevata eterogeneità della successione stratigrafica, sia alla complessità dell'assetto strutturale del substrato prequaternario, ha indotto un'evoluzione differenziata nell'approfondimento erosionale operato dalle masse glaciali. Durante l'ultima fase di ritiro, i ghiacciai delle valli tributarie, nella maggior parte dei casi, sono sopravvissuti al ghiacciaio principale, influenzando il modellamento della valle principale. Sono stati riconosciuti inoltre alcuni estesi corpi di accumulo legati a importanti fenomeni gravitativi; questi hanno avuto un ruolo determinante nell'evoluzione morfologica della valle posteriormente all'ultimo ritiro glaciale. L'interferenza reciproca tra le masse glaciali e gli accumuli gravitativi ha determinato ripetuti episodi di sbarramento della valle principale con conseguente formazione di invasi temporanei che hanno contribuito a rallentare ulteriormente o a trattenere temporaneamente il transito del materiale detritico. Queste circostanze hanno determinato una generalizzata situazione di "sovralluvionamento" del fondovalle attuale, condizione questa da mettere in relazione anche con la elevata disponibilità di materiale mobile che caratterizza tutto il bacino. Le associazioni polliniche rinvenute in sedimenti lacustri eteropici con l'unità di depositi glaciali più antica riconosciuta, hanno permesso di attribuire quest'ultima ad un episodio caratterizzato da clima steppico del Pleistocene superiore. Un insieme di osservazioni (migrazione sistematica del ghiacciaio principale e del corso d'acqua postglaciale verso il versante destro, presenza di profonde incisioni dei tributari sul solo versante sinistro, sistematica migrazione verso sinistra di un affluente di sinistra) sembrerebbero indicare un basculamento del settore centro-settentrionale (M. Punta, sul versante sinistro) rispetto a quello meridionale (Col Baiòn, sul versante destro) durante l'intervallo di tempo corrispondente alla sedimentazione delle unità distribuite nel tratto di valle compreso tra Dont e Ponteséi.

ABSTRACT - *New data on the Quaternary geology of the upper Zoldo Valley (southeastern Dolomites, northern Italy)* - *Il Quaternario*, 6(1), 1993, p. 145-166 - Deposits associated with the last glacial phase in the upper Zoldo Valley are distributed on the valley floor and on its flanks, forming a belt at an elevation of about 100 m above the valley floor. They appear to rest over a single erosional valley bottom rocky surface. On the basis of the geometric relations between deposits which are genetically linked to the main glacier and the deposits in the tributary valleys, modelling appears to have been influenced by repeated pulsations of the main glacier interfering with pulsations of glaciers present in the tributary valleys. The marked variation in erodibility of the deposits along the valley — which is attributable both to the complex structural setting of the pre-quaternary substratum and to the great heterogeneity of the stratigraphic sequence — caused a differential amount of erosion by ice masses. During the last retreat phase, most tributary glaciers outliving the main glacier directly influenced the modelling of the main valley. Several depositional units, each belonging to a distinct basin, have been recognised. They are primarily glacial deposits; fluvioglacial, fluviolacustrine and stream deposits are also recognised. Landslide extensive debris bodies, of major importance in the morphological evolution of the valley after the last local glacier retreat, have also been identified. Different modelling due primarily to a varying erodibility, has been highlighted by landslides which occurred during the most recent phases of the modelling process. The reciprocal interference between ice masses and the gravitative accumulations of surface debris caused repeated damming episodes of the main valley, followed by the formation of temporary flooded areas. This slowed down or held back transfer of detrital material, and gave a general "overflooded" appearance to the present valley bottom. The large amount of mobile material throughout the basin has largely controlled this situation. Direct age determinations indicate that local and most recent glacial episodes, responsible for these deposits, took place between Upper Pleistocene and Holocene. Pollen associations in lacustrine sediments, which are heterotopical with the oldest glacial deposit, indicate an Upper Pleistocene steppe climatic episode. Several clues (a systematic migration of the main glacier and of the postglacial watercourse towards the right side of the valley; a systematic migration of a left tributary watercourse towards the left side of the valley; the presence of deep tributary valleys on the left side only of the main valley) suggest the tilting of the north-central sector (Mt. Punta, on the valley left side) with respect to the southern sector (Col Baiòn, on the valley right side), during the sedimentation time of the depositional units distributed between Dont and Ponteséi.

Parole chiave: Pleistocene, Olocene, depositi glaciali, palinologia.
Key words: Pleistocene, Holocene, glacial deposits, palinology.

1. INTRODUZIONE

I dati e le interpretazioni contenuti in questo lavoro rappresentano il risultato delle ricerche eseguite sul terreno nell'ambito della tesi di laurea di uno degli autori (Moscariello, 1990); vengono qui pubblicati i dati relativi ai soli depositi quaternari più recenti (Pleistocene superiore-Olocene), particolarmente potenti ed estesi, conservati in prossimità del fondovalle, per i quali sono stati rinvenuti elementi diretti di datazione.

L'impostazione e lo svolgimento dell'intera ricerca sono stati seguiti da F. Carraro. Gli studi palinologici sono stati effettuati da A. Paganelli.

L'area oggetto di studio si estende nell'incisione della Valle di Zoldo dalla diga di Pontesé (Forno di Zoldo) al Pian dei Palui (Zoldo Alto) e più precisamente tra la quota 790 m del livello attuale dell'invaso artificiale a monte dello sbarramento, e le quote 3.168 m del Monte Pelmo e 3.220 m del M. Civetta. Essa è compresa essenzialmente nella tavoletta III SE, "Forno di Zoldo" del F. 12, "Cortina d'Ampezzo"; parti minori sono rappresentate nelle tavolette III SO, "Cencenighe Agordino" e II SO, "Cibiana" dello stesso foglio e nella tavoletta IV NE, "Cime di S. Sebastiano" del F. 23, "Belluno". Il rilevamento è stato eseguito alla scala 1:10.000.

Nel lavoro qui presentato viene ricostruita la serie di eventi che hanno portato alla sedimentazione dei depositi nei quali è impostato l'attuale fondovalle.

Nello studio sono stati applicati i criteri dell'allostratigrafia, (*North American Commission on Stratigraphic Nomenclature*, 1983) ma essendo limitato ad un tratto del bacino del T. Maè e non a tutta la sua estensione, le denominazioni proposte per le diverse unità devono intendersi a livello informale. Per quanto riguarda i depositi glaciali, in particolare, le unità riconosciute, sia lungo la valle principale sia nelle valli tributarie, sono riferibili a successivi stadi di ritiro delle diverse lingue glaciali (valle principale e tributarie) indicando con questo termine momentanee oscillazioni delle fronti glaciali durante la generale fase di ritiro avvenute senza apprezzabile approfondimento erosionale.

Il lavoro sul terreno è stato svolto nel periodo compreso tra l'estate del 1988 e la primavera del 1991.

Come scala cronologica di riferimento per il Quaternario è stata utilizzata quella proposta in sede internazionale da Richmond (AIQUA, 1982).

2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area oggetto del presente lavoro è compresa nei comuni di Forno di Zoldo e di Zoldo Alto (Provincia di Belluno), che si estendono nell'alta Val di Zoldo, ed è percorsa dal torrente Maè, affluente di destra del F. Piave (Fig. 1).

È limitata a Nord dal Monte Pelmo, che domina l'intera vallata; ad Est e a NE dalle propaggini nordoccidentali del Gruppo del Bosconero e dalla dorsale M. Punta-Col Grande-M. Pelmo; a Sud dalle propaggini settentrionali dei gruppi dolomitici del Mezzodì-Prampèr e del S. Sebastiano-Támer; ad Ovest dalla catena dolomitica del Gruppo Moiazza-Civetta.

La vallata zoldana comunica a Nord con la Val Fiorentina tramite la Forcella Staulanza; ad Ovest e a Sud-Ovest con la Valle del Cordevole tramite rispettivamente la Forcella d'Alleghe e il Passo Duràn; ad Est con la Val Boite tramite la Forcella Cibiana.

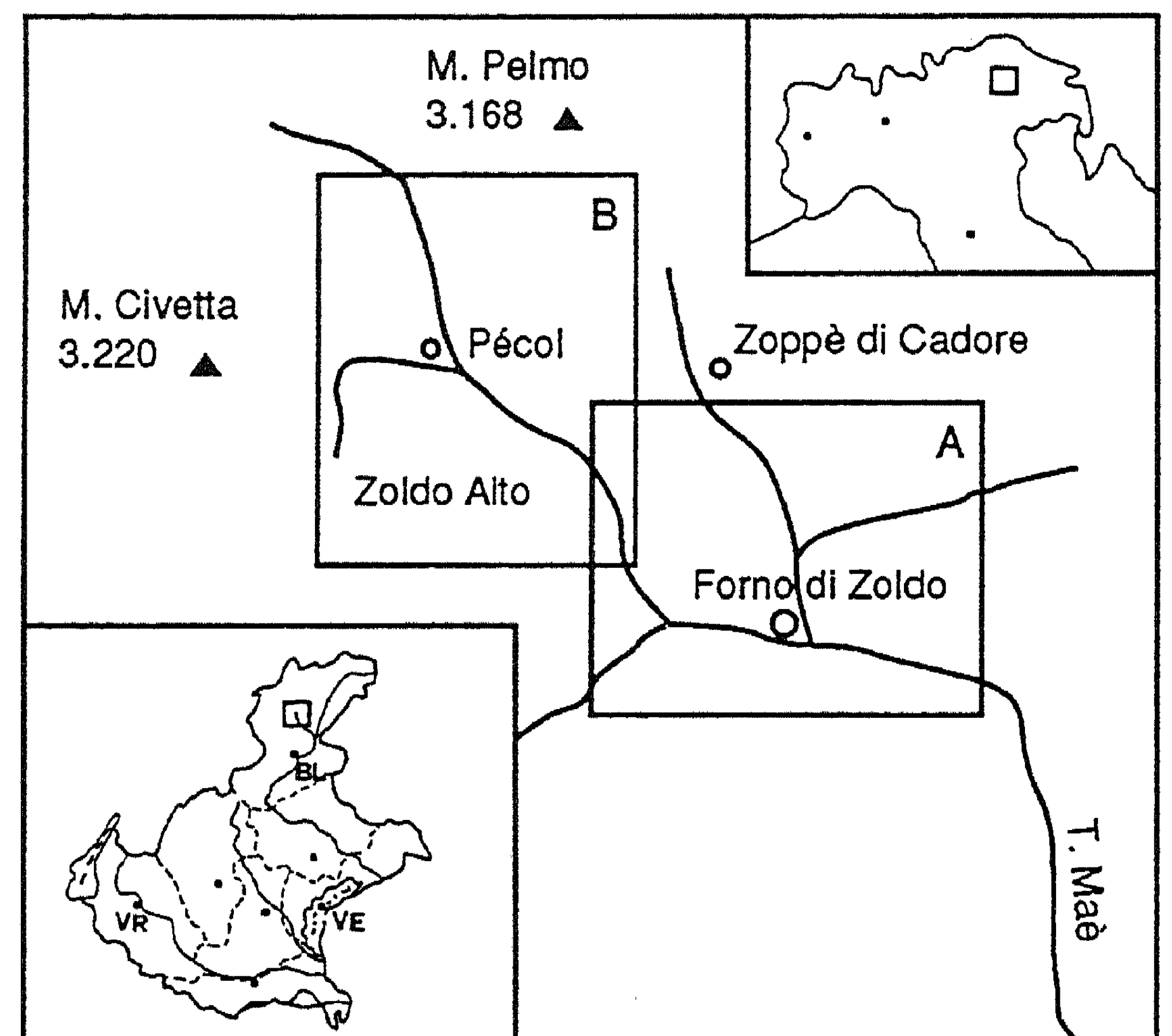


Fig. 1 - Inquadramento geografico. L'area di studio è compresa nei riquadri contrassegnati con A e B.

Geographical setting. Areas A and B correspond to the studied zone.

3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO: STRATIGRAFIA E TETTONICA

L'area è compresa nelle Alpi Meridionali, e più in particolare nelle Dolomiti sudorientali (Fig. 2). La successione mesozoica che costituisce il substrato pre-quaternario affiorante nell'area, appartiene alla serie stratigrafica pressoché completa caratteristica delle Dolomiti orientali, che si estende dallo Scitico al Lias, e che fa parte della successione, nota in letteratura, delle Alpi Meridionali.

In particolare le rocce affioranti, oggetto di diversi studi di carattere stratigrafico e sedimentologico⁽¹⁾, sono caratterizzate principalmente da due complessi: il primo

⁽¹⁾La geologia dell'area è stata oggetto di studio - limitandoci alla letteratura più recente - da parte di Rossi, Viel & Simboli (1976), Farabegoli, Pisa & Ott (1977), Viel (1971; 1979), Pisa, Farabegoli & Ott (1979), Farabegoli & Guasti (1980), Fois & Gaetani (1980), Ott, Pisa & Farabegoli (1980), Pisa, Marinelli & Viel (1980), Farabegoli, Levanti, Perri & Veneri (1984), Giannolla P., Prosser G. & Siorpaes C. (1988) e Siorpaes C. & Giannolla P. (1991).

prevalentemente terrigeno, il secondo prevalentemente carbonatico.

Al primo gruppo appartengono sia le unità arenaceo-marnose e calcareo-marnose anisiche e carniche (Fm. di Werfen, Dolomia del Serla inf., Strati di Braies, Fm. di Livinallongo parte superiore, Fm. di Raibl, Fm. del Dürrenstein), sia le unità francamente terrigene ladinico-carniche rappresentate da alternanze di arenarie e conglomerati vulcanocalstiche, cineriti vulcaniche verdastri, tuffiti, sequenze torbiditiche costituite da marne e argille alternate ad arenarie ecc. (Fm. di Livinallongo, Fm. delle Arenarie di Zoppè, laloclastiti del Monte Fernazza, Strati di La Valle, Fm. di San Cassiano)⁽²⁾.

Le rocce carbonatiche, rappresentate arealmente in minor percentuale nella vallata zoldana ad eccezione dei rilievi alle testate delle valli laterali, sono costituite prevalentemente da calcari, dolomie e calcari dolomitici. Esse appartengono ad unità stratigrafiche distribuite dall'Anisico al Lias (Fm. del Serla sup., Dolomia dello Sciliar, Dolomia Cassiana, Dolomia Principale, Calcari grigi). Per i caratteri di facies originari molte di queste unità sono caratterizzate da limitate estensioni areali e risultano inglobate nei sedimenti terrigeni. La forte eterogeneità della successione stratigrafica comporta accentuate variazioni laterali delle caratteristiche litologiche con forti contrasti di erodibilità. Questi unitamente alla complessità dell'assetto strutturale hanno influenzato in maniera determinante l'evoluzione morfologica del paesaggio (*v. infra*).

⁽²⁾A questo complesso terrigeno appartengono le brecce poligeniche ed eterometriche che costituiscono il torrione roccioso del Crep di Pécol indicati informalmente come "Brecce del Crep di Pécol". Gli elementi, con dimensioni variabili da 0,5 cm a 2 m di diametro, sono disposti caoticamente e fortemente cementati in una matrice sparitica biancastra, localmente rossastra. I clasti sono costituiti da dolomie biancastre, dolomie saccaroidi, calcari dolomitici, calcari oolitici, calcari brunici e calcari rosati con impronte di Bivalvi; tali litotipi sono caratteristici delle unità litostratigrafiche più recenti riconosciute nell'area (Calcari grigi, Dolomia Principale e Dolomia Cassiana), unità che costituiscono le pareti orientali del Gruppo del Civetta. Diffusi nelle brecce sono i segni di dissoluzione carsica, alcuni di dimensioni superiori al metro cubo. Tali depositi sono stati interpretati come "il residuo di un deposito più vasto... con tutta probabilità qui pervenuto dalla Civetta,.... formatosi su una vecchia superficie topografica... che comunemente si considera come il prodotto di un ciclo di denudazione chiusosi nel Pliocene inferiore" (Castiglioni, 1931); nel F.12, "Pieve di Cadore", della Carta Geologica d'Italia (Castiglioni *et al.*, 1940) sono descritti come "Conglomerati preglaciali ed interglaciali". Riguardo la loro origine, visti i caratteri di facies, è possibile escludere con buona attendibilità quella glaciale e, per quanto riguarda la loro collocazione cronologica, sono possibili due ipotesi molto diverse: la prima, che si tratti di depositi gravitativi correlabili con il più antico episodio di modellamento glaciale di cui si sono riconosciute le tracce nell'alta Val di Zoldo, probabilmente riferibile al Pleistocene medio; la seconda, che si tratti di materiale decisamente più antico (prequaternario), proveniente dallo smantellamento delle formazioni carbonatiche costituenti i vicini massicci dolomitici (Moiazza, Civetta), già coinvolte da processi orogenetici, nelle prime fasi di modellamento conseguenti all'emersione del settore assiale del rilievo. Il tipo particolare di conservatività di questo deposito (unicità del relitto, forte cementazione, poligenicità dell'incarsimento) fanno ritenere più verosimile la seconda.

Da un punto di vista tettonico generale, i lineamenti strutturali alpini, evidenziati dai caratteristici motivi del "sinclinorio dolomitico", risultano dominanti rispetto a quelli prealpini (Castiglioni *et al.*, 1940). Più precisamente l'alta Val di Zoldo si estende poco a Nord della Linea della Valsugana, importante sovrascorrimento sudvergente ad andamento circa ENE-WSW. A questa sono connesse una serie di strutture vicarianti, a carattere locale, dirette anch'esse circa ENE-WSW, che risultano determinanti per l'assetto strutturale della vallata (per es. Linea delle Rochette, Anticlinale del M. Rite, ecc.).⁽³⁾ Tali strutture a carattere regionale, riferibili all'acme della fase tettonica alpina, sono intersecate ed interrotte da strutture dirette circa N-S ad estensione locale, corrispondenti a compressioni circa ortogonali alle precedenti e riferibili a fasi tettoniche più antiche (da pre a mesoalpina) (Linea della Civetta) che comunque hanno giocato ruoli importanti (svincoli meccanici) anche durante la successiva l'orogenesi alpina. Tra quest'ultime è da ricordare, in particolare, un fascio di linee di dislocazione a carattere trascorrente, subverticali, circa parallele tra loro che nel loro insieme configurano una fascia di intensa deformazione nel settore centrale dell'area. Questa interrompe bruscamente l'andamento delle strutture circa E-W che paiono essere dislocate.

Per quanto riguarda la tettonica recente, non sono segnalate in letteratura, nel settore in esame, strutture in rapporto diretto con i depositi quaternari. Da un punto di vista areale invece, la zona viene ritenuta (Ambrosetti *et al.*, 1987) caratterizzata da un sollevamento generalizzato, in conformità con l'intero arco alpino orientale; questo sarebbe di maggiore entità nel settore a Sud della Linea della Valsugana rispetto a quello a Nord della stessa. Misure geodetiche hanno indicato, per questa struttura, un movimento verticale relativo complessivo di 5 mm nel periodo 1974-78 con valori massimi di 1,1 mm/anno (de Concini *et al.*, 1980).

4. MORFOGRAFIA

In base all'andamento della direttrice di drenaggio principale il tratto vallivo in esame può essere suddiviso in tre segmenti.

Il *primo segmento*, con andamento circa Sud-Nord e deflusso verso Nord, corrisponde all'incisione del tratto iniziale del T. Maè (Valle di Pécol) (da circa q. 1.800 a q. 1.480). Questo fiancheggia per circa 2 km il versante orientale del M. Civetta. All'altezza all'incirca di q. 1.475, il suo andamento subisce una brusca deviazione, quasi ad angolo retto, verso Est e assume direzione circa E-W

⁽³⁾Per una rassegna si veda Leonardi (1934 a, b) e Bianchin & Semenza (1965)

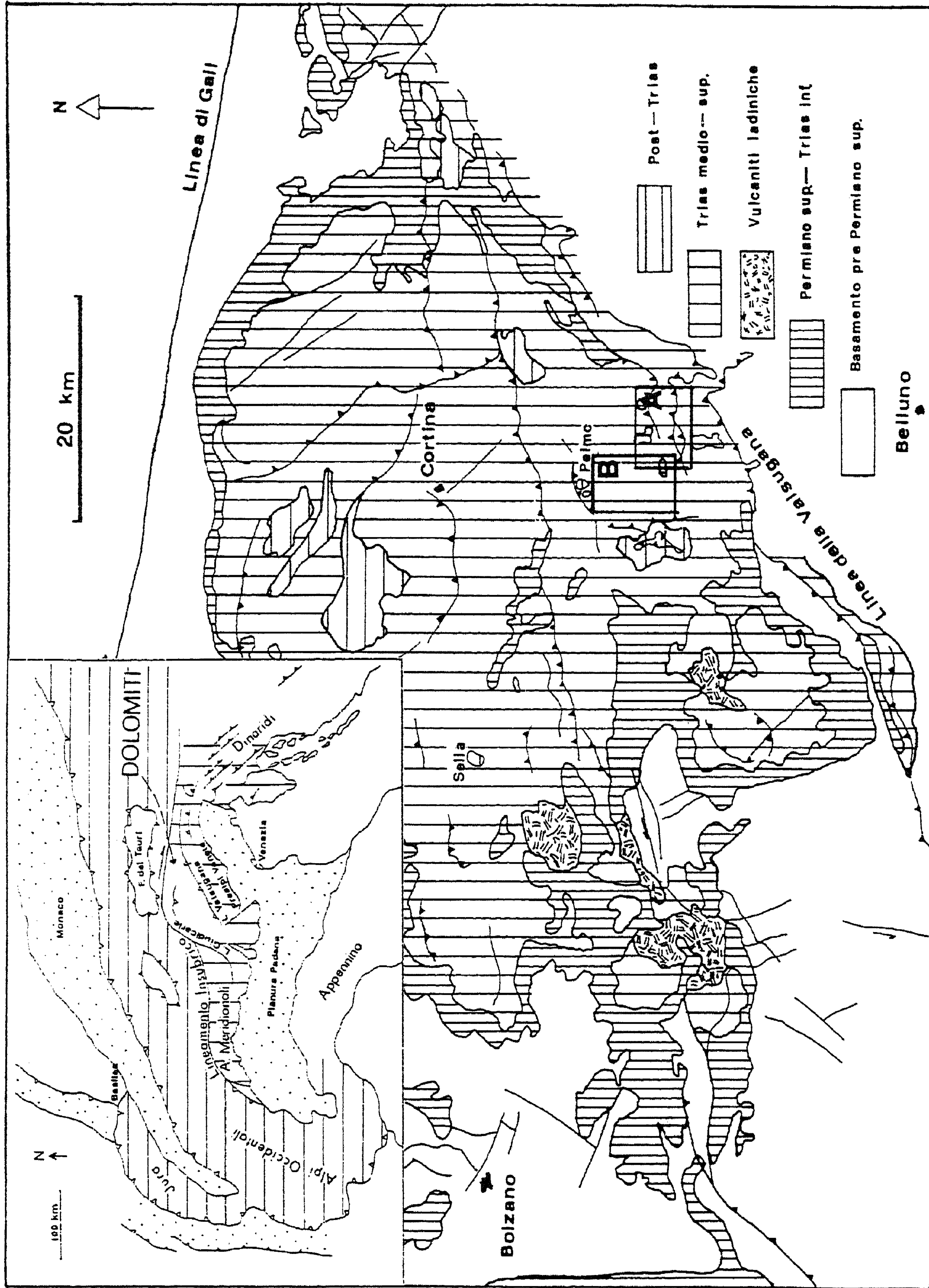


Fig. 2 - Inquadramento geologico (da Doglioni, 1987, ridisegnato). L'area di studio corrisponde ai riquadri contrassegnati con A e B (cfr. Fig. 5). Geological setting (after Doglioni, 1987, modified). The studied zone corresponds to areas A and B.

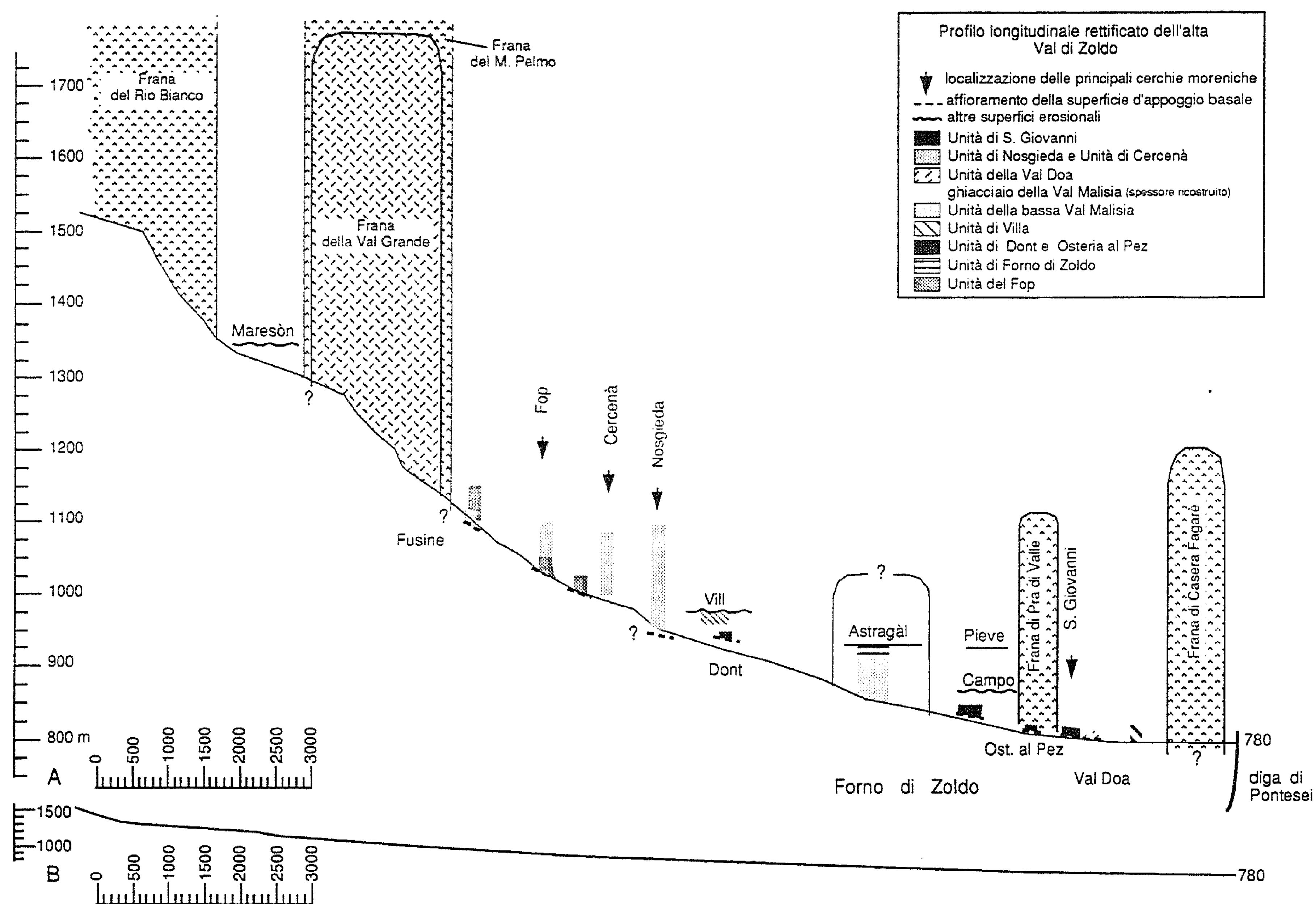


Fig. 3 - Profilo longitudinale dei depositi e delle forme di erosione quaternarie, proiettati sull'asse del fondovalle.
Longitudinal profile of the Quaternary deposits and erosional forms projected onto the axis of the main valley present floor.

per un tratto di poco più di un chilometro fino al punto in cui confluisce il Rio Canedo.

Il *secondo segmento* inizia alla confluenza del Rio Canedo, punto dal quale l'asse vallivo assume bruscamente direzione NW-SE, ed è costituito dal lungo tratto (5,3 km) della Valle del Maè che prosegue fino a Dont; disposto sul prolungamento verso NW di quest'ultimo è il segmento terminale (a partire da q. 1.525 di Pian dei Palui) della valle del Rio Canedo, la quale confluisce nel T. Maè a valle del paese di Pécol, circa a q. 1.340.

In questo secondo segmento il T. Maè è caratterizzato da un alveo ad andamento particolarmente sinuoso con profilo longitudinale interrotto da alcuni marcati cambiamenti di pendenza (*nick points*) (Fig. 3). Il tratto di fondovalle tra Pécol e Fusine mostra un profilo trasversale asimmetrico: il T. Maè scorre a ridosso del versante destro e il fondovalle si sviluppa in sinistra idrografica lungo una fascia altimetrica compresa tra q. 1.380 e q. 1.170, con larghezza variabile da 300 m nei pressi di Pécol, a 120 m presso Pianàz. E' caratterizzato da una pendenza media confrontabile con quella dell'asta torrentizia (7,8÷8,2 %) ed è sospeso rispetto a questa tramite una scarpata con un'altezza progressivamente maggiore (da circa 3 m a 30 m) procedendo da monte verso valle (scarpata divergente). Circa a q. 1.050, dal versante sini-

stro confluisce il Ru Tórbol che raccordandosi al T. Maè incide notevolmente il terrazzo conservato in destra idrografica: questo dà origine ad un esteso, ripido conoide, che è troncato verso il fondovalle da una scarpata alta mediamente 40 m.

Nel tratto tra Fusine e Dont il T. Maè scorre in una stretta e incassata valle a profilo trasversale simmetrico, fiancheggiato da ridotti lembi di superfici terrazzate sospese mediamente di 4 m sul fondovalle.

Il *terzo segmento*, diretto circa WNW-ESE, comprende il tratto di valle che si sviluppa dalla confluenza del T. Duràm (località Dont) e la diga di Ponteséi.

Nel settore compreso tra Dont e Forno di Zoldo, il fondovalle è molto stretto ed è rappresentato esclusivamente dall'incisione attuale del corso d'acqua. In corrispondenza dell'abitato di Forno di Zoldo il fondovalle si allarga invece notevolmente, per assumere la forma di una larga depressione; questa è articolata in una serie di superfici terrazzate, prevalentemente subpianeggianti o leggermente ondulate. Esse sono conservate sia in destra che in sinistra idrografica, e appaiono sospese a diverse altezze sul fondovalle attuale. Esse sono incise trasversalmente dai tributari di destra (T. Prampèr e T. Malisia) e di sinistra (T. Il Gav e T. Maresòn) che confluiscono nel Maè nel tratto di maggior larghezza del fondovalle.

L'incisione valliva ridiventa stretta a valle della confluenza del T. Maresòn, fino circa a q. 790; a partire da questo punto inizia nuovamente ad aprirsi raggiungendo anche i 150 m di larghezza in corrispondenza al punto in cui si estendeva originariamente il lago artificiale di Ponteséi. L'invaso si allungava per circa 2,6 km ed aveva una capacità di invaso complessiva di 10,25 milioni di metri cubi; il 22 marzo 1959 una frana staccatasi dal versante sinistro alle falde meridionali del M. Castellin, su una fronte di 500 m, riversò nel serbatoio circa 3 milioni di metri cubi di materiale incoerente che in parte risalì un tratto del versante opposto (Brugner *et al.*, 1975). Attualmente il lago è ridotto notevolmente di volume e si estende per appena 300 m a monte dello sbarramento.

Da questo punto, oltre l'area studiata, l'incisione prosegue incassata con andamento tortuoso per circa 13 km in direzione SE fino a Longarone dove si innesta nella valle del Piave.

5. COPERTURA QUATERNARIA

5.1. Lavori precedenti

In Val di Zoldo i depositi quaternari sono diffusamente rappresentati contribuendo in maniera determinante alle forme del paesaggio.

Un primo accenno ai depositi di Forno di Zoldo si deve al Taramelli (1883). Secondo questo Autore tali materiali, unitamente ad altri, presenti in altre conche dolomitiche (Agordo, Auronzo, S. Stefano, Sappada, ecc.), sarebbero da interpretare come i depositi di "ampie ed elevate conoidi, ... espansive nei più ampi bacini di erosione... sempre profondamente terrazzate dalle rispettive correnti". Sempre secondo il Taramelli tali depositi sarebbero da riferire "sicuramente al periodo posglaciale".

Il primo lavoro riguardante la distribuzione dei depositi glaciali del bacino del Piave si deve a Penck e Brückner (1909). In questa monografia è inclusa la «*Karte des Brenta-und des Piavegletschers*» nella quale viene ricostruita la distribuzione delle lingue glaciali würmiane; la Val di Zoldo risulta completamente sommersa da una unica massa glaciale che si estende a coprire anche le contigue valli Cordevole, Boite e Fiorentina attraverso il Passo Duràn, la Forcella Cibiana e la Forcella Staulanza. Da questa massa sporgevano esclusivamente le parti sommitali dei rilievi più alti (M. Civetta, M. Moiazza, M. Pelmo, Cime di S. Sebastiano, M. Támer).

Nel 1930 van Houten rappresenta la distribuzione dei depositi glaciali in una carta dell'area circostante il Pelmo.

Dello stesso anno è un lavoro di B. Castiglioni "riguardo i resti morenici in buona parte delle Alpi Dolomitiche". In occasione della stesura di questo lavoro, l'Autore ha realizzato anche una carta dell'estensione di "antichi ghiacciai, così detti stadiali... secondo certi valori del presumibile limite delle nevi". Questo documento, rimasto inedito, è stato in seguito ripreso da G. B.

Castiglioni (v. *infra*).

Un anno più tardi (1931) lo stesso B. Castiglioni pubblica una monografia sulla geologia del Gruppo della Civetta, nella quale, occupandosi delle formazioni quaternarie del versante zoldano, dopo aver fatto un breve cenno al ghiacciaio würmiano che avrebbe lasciato alcune tracce "specialmente belle sul versante destro sopra Forno di Zoldo", descrive in maniera particolareggiata "il bell'apparato frontale di Palafavera spettante al ramo del Pelmo-Staulanza" (come aveva già indicato van Houten nel 1930), e "quello di Pécol, costruito dal Ghiacciaio della Civetta". Questi due apparati morenici si sarebbero formati, secondo l'Autore, "già nello stadio di Bühl" quando i due ghiacciai sopracitati "avevano cessato di confluire insieme presso Pécol". Continuando la sua descrizione egli segnala "un altro bell'arco frontale, sui 1.700 m, con retrostante conca" riferendolo allo Gschnitz. Infine, descrivendo i depositi del versante orientale del Civetta, riconosce "sopra i 2.000÷2.200 m... cumuli e cordoni morenici emergenti rappresentanti delle soste dauniane e postdauniane dei singoli ghiacciaietti".

Un lavoro rivolto specificatamente alla conoscenza dei depositi quaternari della Val di Zoldo e delle altre due vallate limitrofe (Zoppè e Cibiana), è di Leonardi (1937). L'Autore descrive diversi tipi di depositi riferiti alla glaciazione würmiana o agli stadi di ritiro olocenici peraltro senza indicare le argomentazioni di queste attribuzioni. In particolare la morena laterale ubicata sul fianco destro della valle sopra Forno di Zoldo, già descritta da Castiglioni (1931), sarebbe attribuibile "... ad un periodo piuttosto recente della glaciazione würmiana... dato il suo abbastanza rapido perder di quota procedendo verso valle". Riferendosi ai depositi morenici würmiani, segnala poi alcuni esempi, indicando l'ubicazione di morene frontali e morene laterali.

Il lavoro di Leonardi si conclude con una descrizione delle tappe evolutive del ghiacciaio würmiano del Maè. In tale ricostruzione Leonardi si discosta parzialmente dalla tesi di Penck e Brückner (op. cit.) secondo i quali lo Spiz Agnelessa e il M. Punta sarebbero stati completamente sommersi dal ghiacciaio würmiano: secondo questo Autore invece tale situazione non sarebbe da ritenere probabile "per considerazioni di varia indole".

Descrivendo infine le modalità con le quali sarebbe avvenuta la fase di ritiro della glaciazione würmiana aggiunge: "sembra probabile che il ghiacciaio principale e così i ghiacciai secondari dopo l'acquisto di un'individualità propria, non si siano ritirati verso monte con moto uniforme, ma abbiano subito delle oscillazioni e delle soste a più riprese, lasciando in varie località depositi morenici più o meno abbondanti, i quali si trovano a quota troppo poco elevata per poter essere riferiti ai classici stadi olocenici".

Più recentemente, Bianchin e Semenza in un lavoro riguardante la geologia dello Zoldano meridionale (1965), nel paragrafo concernente il Quaternario descrivono i depositi terrazzati della conca di Forno di Zoldo,

interpretandoli come depositi fluvioglaciali e glaciali.

Tre anni più tardi, nel 1968, viene pubblicata la "Carta delle morene stadiali della regione dolomitica" di G.B. Castiglioni, allegata all'opera di Leonardi *et al.* "Le Dolomiti"; questa è stata ridisegnata per la parte relativa all'area in oggetto, dai rilievi originali di B. Castiglioni.

E' del 1972 una pubblicazione, sul Quaternario dell'area zoldana di Panizza. In questo lavoro di carattere geologico-geomorfologico, l'Autore si occupa in modo specifico dei depositi quaternari della conca di Forno di Zoldo, riconoscendo una serie di depositi glaciali (per la cui suddivisione si rifà a quanto scritto da Leonardi nel 1937), una serie di "depositi alluvionali di riempimento di conca" distinguendo tra depositi terrazzati di primo e secondo ordine ed infine una serie di accumuli di frana che secondo l'Autore hanno avuto un ruolo importante nell'evoluzione geomorfologica della conca stessa.

5.2. Dati di rilevamento

Come accennato nell'introduzione, nel settore di valle preso in esame è stato effettuato il rilevamento di entrambi i versanti dal fondovalle agli spartiacque. I dati raccolti hanno consentito di accertare che anche le fasce altimetriche più alte conservano le tracce del modellamento glaciale da parte del ghiacciaio principale. Essendo tuttavia lo studio limitato ad un settore di bacino, non è possibile accertare la loro sicura attribuzione a una o più fasi glaciali distinte.

La descrizione che segue riguarda pertanto solo i depositi attribuibili sicuramente all'ultima fase, conservati sul fondovalle e sui due versanti in una fascia altimetrica

alta poche centinaia di metri (Fig. 3). I depositi riconosciuti poggiano tutti sulla superficie di erosione creata durante l'ultima fase di approfondimento della valle ad opera del ghiacciaio principale. Riferibili a questa sono state riconosciute in particolare quattro unità deposizionali attribuibili, la prima allo stadio di massima espansione e le tre successive ad altrettanti stadi di ritiro della lingua glaciale della valle principale, e cioè, la Unità di S. Giovanni, l'Unità di Nosgieda, l'Unità di Cercenà e l'Unità di Fop.

Con i processi deposizionali legati al ritiro del ghiacciaio principale hanno interferito le pulsazioni dei ghiacciai tributari, il verificarsi di imponenti fenomeni gravitativi e l'instaurarsi di bacini lacustri (Fig. 4). Questa evoluzione ha determinato rapporti geometrici complessi tra le diverse unità cartografate. Nella descrizione che segue verranno perciò analizzati caso per caso i rapporti tra le superfici di appoggio basale e laterali di ogni singola unità e gli altri elementi della successione (superfici o corpi) con i quali queste vengono in relazione.

La descrizione verrà fatta seguendo l'ordine cronologico stabilito appunto con questa ricostruzione: gli elementi di datazione raccolti disponibili hanno consentito di stabilire che l'intera evoluzione che verrà descritta è attribuibile all'intervallo Pleistocene superiore-Olocene e corrisponde ad un'unica fase di approfondimento erosionale della valle.

Il termine più antico della successione riconosciuta nella valle principale, è stato denominato "Unità di S. Giovanni" [Tav. 1(A)]. La sua superficie d'appoggio basale è in genere difficilmente osservabile: essa affiora solo in due punti, altimetricamente correlabili tra loro, presso Soccampo (q. 825) e presso la galleria in località

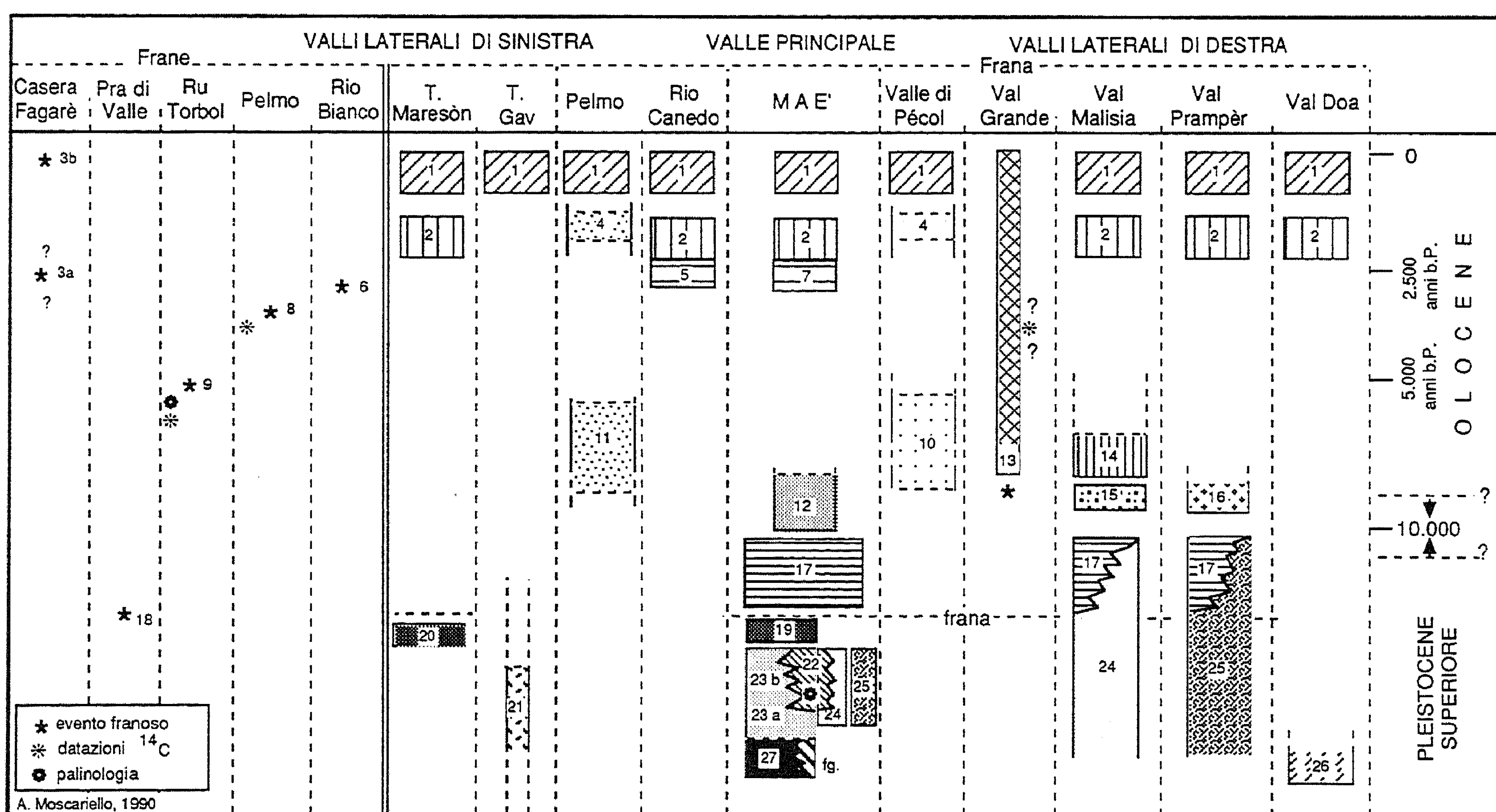


Fig. 4 - Schema riassuntivo dei rapporti tra le diverse unità quaternarie cartografate. I numeri fanno riferimento alla legenda della Tav. 1
Scheme of the relations among mapped quaternary units. Numbers as in Plate 1(A) and 1(B).

S. Giovanni (q. 797) (v. *infra*).

I depositi relativi sono conservati in un numero limitato di lembi: questi sono distribuiti in destra e in sinistra idrografica nel tratto di valle compreso tra Forno e la confluenza della Val Doa nella valle principale. Tranne nel caso dell'affioramento presso la galleria in località S. Giovanni, essi risultano sempre coperti da depositi più recenti o mascherati dalla copertura detritico-colluviale. Questa unità comprende depositi con litofacies diversa: una litofacies A, costituita da depositi glaciali; una litofacies B, costituita da depositi fluvioglaciali. Le caratteristiche sedimentologiche della prima sono ben osservabili solamente all'altezza della stretta di S. Giovanni (Fig. 5), dove è conservato il più potente lembo: vi si riconoscono sia facies di fondo che di ablazione. I clasti sono costituiti da tutti i litotipi del bacino tra cui sono ben riconoscibili la Pietra verde, le arenarie quarzose rossastre, le vulcanoclastiti, le tufiti, i calcari e le dolomie.

Sul prolungamento verso valle, nella stessa fascia altimetrica, è stato riconosciuto, subito ad Est della stretta di S. Giovanni, un lembo di depositi fluvioglaciali (litofacies B); questo è conservato in sinistra del torrente, lungo la S.S. 251, circa 500 m a valle della galleria in località S. Giovanni. La buona correlabilità altimetrica tra la litofacies A e B (le superfici d'appoggio basale della

litofacies A sono distribuite tra la q. 825 di Soccampo e q. 797 della galleria mentre non è visibile per la litofacies B che raggiunge il fondovalle a q. 790), indica che la posizione più avanzata raggiunta dalla fronte glaciale durante questa pulsazione doveva essere ubicata circa 2 km a valle di Forno di Zoldo.

La successiva evoluzione ha completamente cancellato le forme e i depositi correlabili a questa configurazione del ghiacciaio principale allo sbocco delle valli laterali. Pertanto è solo possibile formulare l'ipotesi che durante questo stadio i ghiacciai delle valli tributarie (Duràm, Malisia, Prampér e Ru Torto) confluissero nel ghiacciaio principale al suo stesso livello.

Durante lo stadio successivo si è avuta la formazione di una potente cerchia morenica frontale, a monte di Dont, all'altezza della frazione di Nosgiéda ("**Unità di Nosgiéda**"). Essa è costituita da depositi glaciali di ablazione e subordinatamente da depositi glaciali di fondo: in entrambe la litologia dei clasti è confrontabile con quella vista per la "Unità di S. Giovanni" (v. *supra*). Questo accumulo, potente tra 140 e 160 m, si sviluppa trasversalmente all'asse vallivo per poco meno di un chilometro. Per tali caratteri costituisce una cerchia sensibilmente rimodellata dissecata in due lembi, conservati uno in sinistra, 130 m a Sud di Nosgiéda di sopra, e uno in destra,

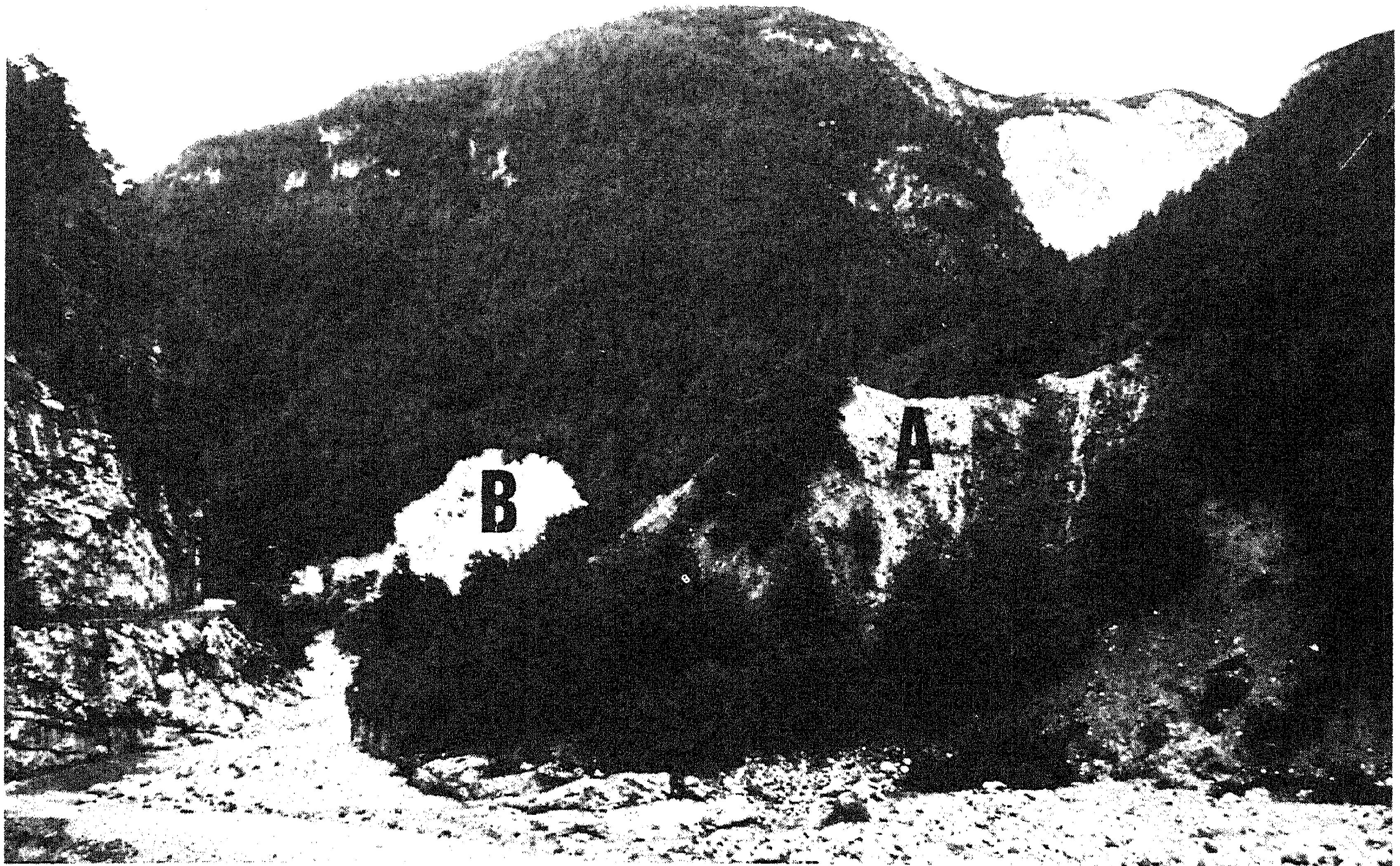


Fig. 5 - La stretta di S. Giovanni vista dalla S.S. 251, 250 m a valle dell'Osteria al Pez: (A) depositi glaciali della "Unità di S. Giovanni", (B) depositi glaciali della "Unità della Val Doa". Il ghiacciaio che ha occupato la valle principale nell'ultimo episodio di modellamento glaciale ha raggiunto la massima estensione verso valle in questo segmento vallivo. Ad esso si univa il ghiacciaio della Val Doa, laterale destra. Le unità presentano la stessa superficie d'appoggio.

S. Giovanni gorge seen from the statal route 251, 250 m downstream from Osteria al Pez: a) glacial deposits of "S. Giovanni Unit"; b) glacial deposits of " Val Doa Unit". During the last modelling event the main valley glacier reached the maximum extent in this part of valley. The glacier of the lateral Doa valley, on the right, was united to it. The two units lay on the same surface (indicated by the arrow).

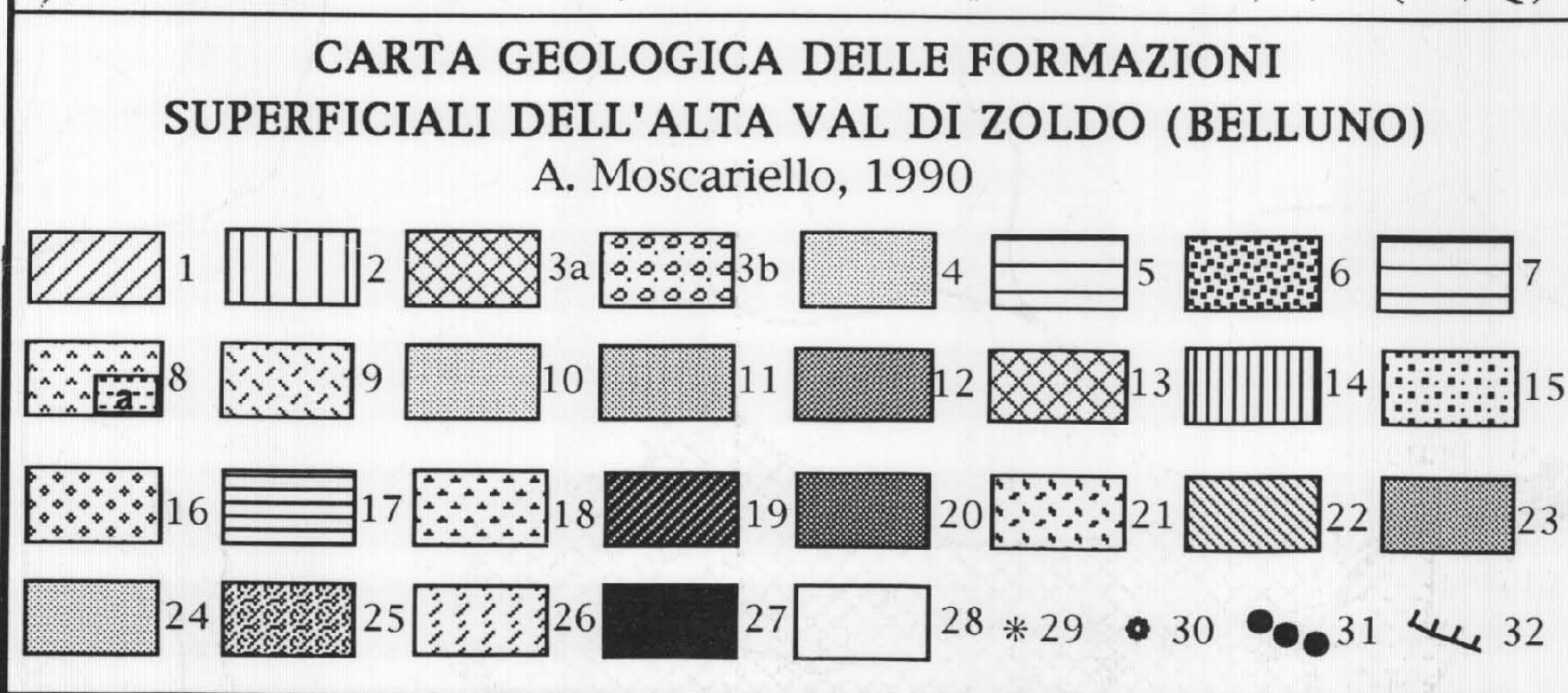
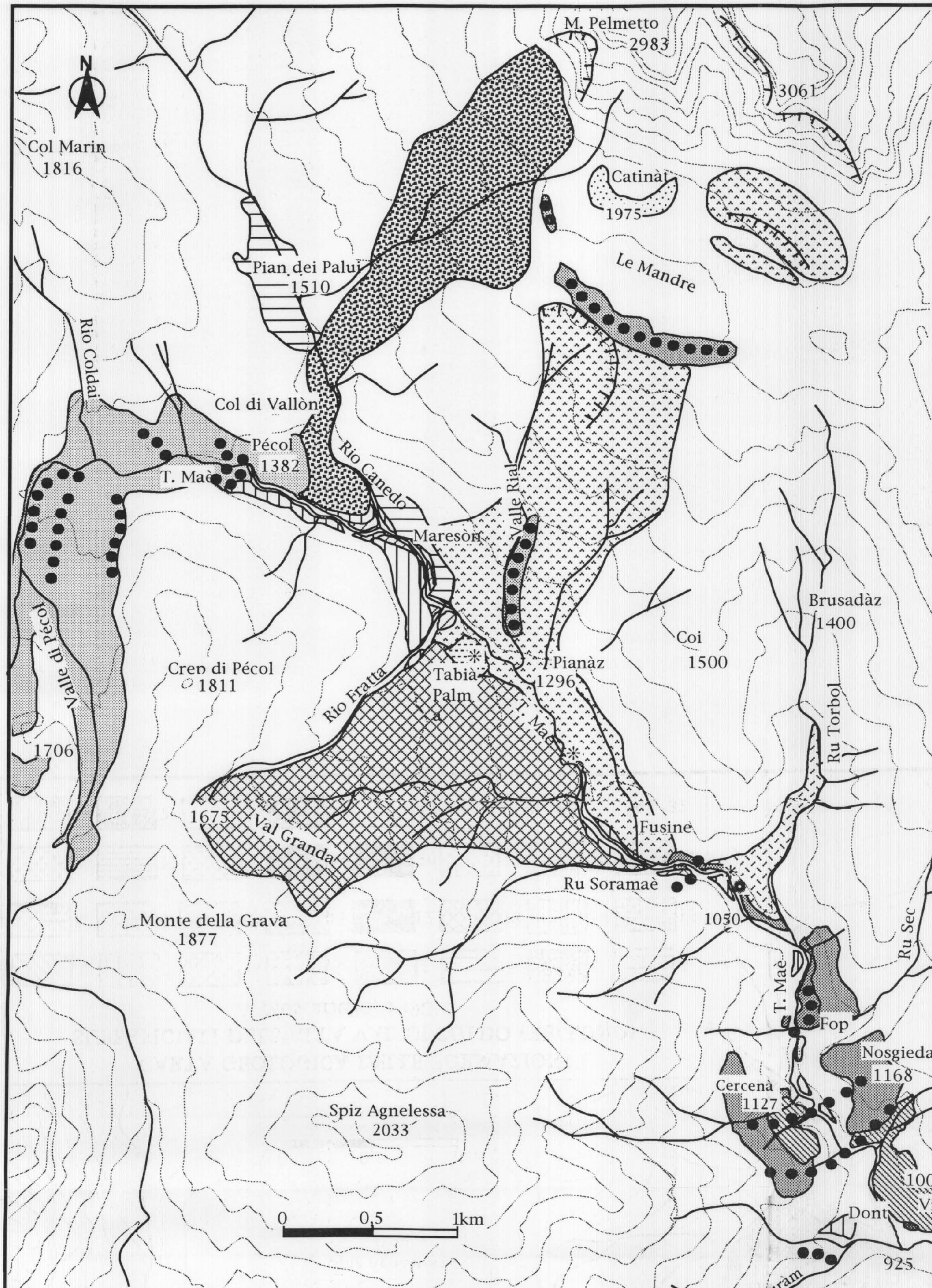


TAVOLA 1 - Carta geologica della copertura quaternaria (i numeri con cui le singole unità sono contraddistinte nelle legende e in Fig. 4 corrispondono alle varie unità qui di seguito riportate; di esse viene data una descrizione indicativa della litofacies).

1 - Depositi fluviali recenti ed attuali costituiti da ghiaie poligeniche, grossolane eterometriche a elementi arrotondati di diametro compreso fra 5 e 30 cm, immersi in un'abbondante matrice sabbiosa grossolana; associate, in lembi discontinui, sacche di sabbie medie-grossolane. **OLOCENE**. 2 - Unità del T. Mae (1): depositi fluviali terrazzati costituiti da ghiaie poligeniche, grossolane, a ciottoli ben arrotondati e ben classificati, eterometrici, di diametro compreso tra 5 e 50 cm, immersi in una matrice prevalentemente sabbiosa. **OLOCENE**. 3a - Unità della Casera di Fagare: deposito caotico di frana a blocchi spigolosi, di dimensioni comprese tra 20 cm e 2,5 m di diametro, associati a ghiaie di dimensioni comprese tra 5 e 15 cm. Presenti all'interno lenti con spessori compresi tra 3 e 15 m di materiale arenaceo-marnoso, argilloso, di colore rossastro. 3b - Unità di Pontesei: fenomeno gravitativo del marzo 1959. **OLOCENE**. 4 - Unità delle Mandre: depositi glaciali costituiti da ghiaie grossolane ad elementi monogenici spigolosi di dimensioni comprese tra 10 e 150 cm di diametro associate a ghiaie-sabbiose biancastre a clasti angolosi. **PLEISTOCENE SUP.** 5 - Sottounità del Pian dei Palui: deposito lacustre e palustre costituito da sabbie e limi talora sabbiosi associate ad argille. Nelle sabbie sono localmente presenti intercalazioni ghiaiose di spessore decimetrico i cui ciottoli hanno un diametro compreso fra 3 e 10 cm. **OLOCENE**. 6 - Unità del Rio Bianco: deposito di frana caotico costituito da grossi blocchi dolomiti eterogenei con volumi compresi tra 2 e 10 mc associati a ghiaie grossolane ad elementi monogenici angolosi a matrice limoso-sabbiosa biancastra. **OLOCENE**. 7 - Sottounità di Mareson: depositi lacustri costituiti da livelli centimetrici di argille grigio-azzurre sature intercalate a sabbie fini. **OLOCENE**. 8 - Unità del M. Pelmo: deposito poligenico di frana costituito da monte verso valle da grossi blocchi dolomiti eterogenei (volumi di qualche decina di mc) disposti in maniera caotica in una matrice ghiaioso-limosa biancastra spesso cementata che passano a ghiaie monogeniche (Dolomia Principale) grossolane ad elementi spigolosi a rari elementi terrigeni immerse in modo caotico in una matrice sabbioso-limosa biancastra cementata; a) sottounità del Tabia Palma: depositi palustri costituiti da argille nere, grigie sature in livelli di 5-20 cm di spessore, con intercalazioni sabbiose fini. Alcuni livelli sono interamente costituiti da resti vegetali (tronchi, foglie, arbusti, frammenti di radici). **OLOCENE**. 9 - Unità del Ru Torbol: depositi di frana costituiti da livelli ghiaioso-sabbiosi poligenici, a ciottoli arrotondati, di dimensioni comprese tra 4 e 15 cm di diametro, potenti da 0,8 a 6 m, alternati a ghiaie grossolane a livelli lenticolari, potenti da 0,4 a 1,5 m, a elementi eterometrici, sia arrotondati che spigolosi, di dimensioni comprese tra 8 e 280 cm di diametro. Presenti, inglobati dentro ai depositi, resti di alberi (tronchi rami e apparati radicali). **OLOCENE**. 10 - Unità della Valle di Pècol: depositi glaciali costituiti da ghiaie monogeniche debolmente cementate, a clasti spigolosi, di dimensioni comprese tra 0,5 cm e 10+15 cm di diametro, immersi in una matrice limosa biancastra, associati grandi massi di dimensioni metriche, ben squadrati a forma prismatica. **PLEISTOCENE SUP.** 11 - Unità del versante meridionale del M. Pelmo: depositi glaciali costituiti da ghiaie a elementi eterometrici, monogenici, di dimensioni comprese tra 2 e 120 cm di diametro, immersi in una matrice sabbioso-limosa bianca. Associati, enormi massi di forma prismatica di 50+130 mc. **PLEISTOCENE SUP.** 12 - Unità del Fop: depositi glaciali costituiti da ghiaie monogeniche a elementi spigolosi a granulometria omogenea compresa tra 2 e 6 cm di diametro, debolmente cementati da una abbondante matrice limosa bianca. Associati clasti di dimensioni comprese tra 10 e 25 cm e enormi blocchi a forma prismatica. **PLEISTOCENE SUP.** 13 - Unità della Val Grande: materiale prevalentemente monogenico di frana, a elementi angolosi, ben squadrati a spigoli vivi, di dimensioni variabili da 4+5 cm a 90+110 cm di diametro, immersi, in modo estremamente caotico, in una matrice argillosa spesso fangosa, passante a limi e sabbie fini. Associati blocchi di 3 m di diametro. All'interno, presenti abbondanti resti di piante (tronchi, rami, apparati radicali). **PLEISTOCENE SUP.-OLOCENE**. 14 - Unità del Torrente Malsia: depositi alluvionali costituiti da ghiaie prevalentemente monogeniche, grossolane, eterometriche a ciottoli male arrotondati di diametro compreso fra 2 e 20 cm, immersi in un'abbondante matrice sabbiosa grossolana. **PLEISTOCENE SUP.-OLOCENE**. 15 - Unità di Pralongo: depositi glaciali costituiti da clasti monogenici, di dimensioni variabili da qualche cm a 20+30 cm di diametro, prevalentemente angolosi, immersi in una matrice limoso-sabbiosa biancastra poco addensata; associati grossi massi di dimensioni intorno ai 1+4,5 m di diametro. **PLEISTOCENE SUPERIORE**. 16 - Unità di Pra Toront: depositi glaciali costituiti da clasti eterometrici, prevalentemente monogenici, a spigoli vivi di dimensioni comprese tra 3+4 cm e 60+80 cm di diametro. Associati enormi blocchi squadrati, di dimensioni comprese tra 1,5 m e 3,5 m di diametro. **PLEISTOCENE SUPERIORE**. 17 - Unità di Forno di Zoldo: depositi fluvio-lacustri e fluvio-glaciali costituiti da ciottoli, di dimensioni variabili dai 3+5 cm a 1,5+3 dm di diametro prevalentemente arrotondati immersi in una matrice sabbiosa, di colore bruno scuro. I ciottoli sottolineano una evidente stratificazione che in generale si presenta leggermente inclinata verso l'asse vallivo principale. Associati livelli sabbiosi fini, livelli lenticolari di limi ed argille di colorazione nerastre potenti dai 30 ai 120 cm. **PLEISTOCENE SUPERIORE**. 18 - Unità di Pra di Valle: deposito di frana costituito da blocchi spigolosi eterometrici, a forma prevalentemente squadrata, prismatica, in prevalenza monogenici di dimensioni comprese tra 30 cm e 3 m di diametro. I blocchi di dimensioni comprese tra 30 e 80 cm di diametro sono inglobati in una matrice ghiaioso-sabbiosa anch'essa monogenica di colore bruno chiaro-biancastro. **PLEISTOCENE SUPERIORE**. 19 - Unità di Dont: depositi fluviali costituiti da ghiaie a ciottoli poligenici ben classificati, ben arrotondati, di dimensioni comprese tra 5 e 15 cm di diametro, immersi in una matrice sabbiosa, alternati a livelli sabbiosi grossolani di colore bruno scuro, potenti da 2 a 8 dm. **PLEISTOCENE SUPERIORE**. 20 - Unità dell'Osteria al Pez: depositi fluviali costituiti da ghiaie a ciottoli poligenici, ben arrotondati, di dimensioni comprese tra 5 e 50 cm di diametro, immersi in una matrice sabbiosa scura. **PLEISTOCENE SUPERIORE**. 21 - Unità di Casal: depositi di conoidi torrentizie costituiti da ghiaie poligeniche a elementi ben arrotondati di dimensioni comprese tra 3 e 15 cm di diametro, immersi in una prevalente matrice sabbiosa. **PLEISTOCENE SUPERIORE**. 22 - Unità di Villa: depositi fluvio-lacustri e fluvio-glaciali costituiti da sabbie grossolane intervallate a ghiaie minute e grossolane costituite da ciottoli eterometrici, ben arrotondati e stratificati. Presenti livelli di sabbie fini, scure, fortemente addensate, potenti da 4 a 11 m intercalati a livelli potenti dai 10 ai 25 cm, lenticolari, di materiale argilloso e limoso di colore nerastro. **PLEISTOCENE SUPERIORE**. 23a e 23b - Unità di Nosgieda e Unità di Cercena: depositi glaciali costituiti da ghiaie poligeniche, spesso gradate a partire da clasti arrotondati di 20+30 cm di diametro, passanti verso l'alto a ghiaie fini a clasti di 3+4 cm di diametro e a sabbie; associate a livelli lenticolari di ghiaie eterometriche a clasti spigolosi di dimensioni comprese tra i 15 e i 80 cm di diametro. **PLEISTOCENE SUPERIORE**. 24 - Unità della bassa Valle Malsia: depositi glaciali costituiti da ciottoli poligenici di dimensioni variabili da 4 a 15 cm di diametro, levigati e striati ad angoli smussati, immersi in una matrice limoso-sabbiosa scarsamente cementata di colore bruno chiaro; passanti verso l'alto a clasti eterometrici prevalentemente monogenici angolosi di dimensioni variabili da qualche cm a 20+30 cm di diametro; associati grossi massi di diametro compreso tra 1 e 4,5 m. **PLEISTOCENE SUPERIORE**. 25 - Unità della bassa Val Prampèr: depositi glaciali costituiti da clasti eterometrici, angolosi a spigoli vivi, prevalentemente monogenici, di dimensioni variabili da 5+6 cm a 3+4 dm immersi in una matrice limoso-sabbiosa biancastra. **PLEISTOCENE SUPERIORE**. 26 - Unità della Val Doa: depositi glaciali costituiti da clasti monogenici, eterometrici, spigolosi, di dimensioni comprese tra i 0,5-1 cm e tra i 4 e gli 8 cm di diametro, immersi in un'abbondante matrice fine limosa-sabbiosa bianca. **PLEISTOCENE SUPERIORE**. 27 - Unità di S. Giovanni: depositi glaciali costituiti da ciottoli eterometrici, poligenici, prevalentemente ben arrotondati e sfaccettati di dimensioni comprese tra i 4+5 cm e i 25+30 cm di diametro, immersi in una matrice limoso-sabbiosa di colore bruno-scuro, passanti verso l'alto a clasti squadrati a spigoli vivi di dimensioni molto variabili da pochi cm a 70+80 cm di diametro immersi in una matrice sabbioso-limosa meno scura; fg) depositi fluvio-glaciali costituiti da ciottoli poligenici, con diametro variabile dai 5 ai 20 cm, ben arrotondati, debolmente stratificati, immersi in una matrice prevalentemente grossolana ghiaioso-sabbiosa che costituisce il 25% dell'intero deposito. **PLEISTOCENE SUPERIORE**. 28 - Substrato prequaternario. Altri termini della copertura quaternaria (copertura detritico-colluviale, detrito di falda, accumuli di frana, ecc.) non descritti nel testo. 29 - Ubicazione dei campionamenti per il ¹⁴C. 30 - Ubicazione dei campionamenti per le analisi polliniche. 31 - Principali argini morenici. 32 - Orli di scarpate di frane.

PLATE 1 - Geological map of the Quaternary cover (Unit numbers in the legend and in Figure 4 as the unit numbers in the following list).

1 - Present and recent fluvial deposits. 2 - Mae Stream Unit: terraced fluvial deposits. HOLOCENE. 3a - Casera di Fagare Unit: rockfall deposits. 3b - Pontesei Unit landslide: area affected by the 1959 landslide. HOLOCENE. 4 - Le Mandre Unit: glacial deposits. UPPER PLEISTOCENE. 5 - Pian dei Palui Unit: swamp deposits. HOLOCENE. 6 - Rio Bianco Deposits: rockfall deposits. HOLOCENE. 7 - Mareson Unit: lacustrine and swamp deposits. HOLOCENE. 8 - M. Pelmo Unit: rockfall deposits. HOLOCENE. a) Tabia Palma sub-unit: swamp deposits. HOLOCENE. 9 - Ru Torbol Unit: "debris flow" deposits. HOLOCENE. 10 - Valle di Pècol Unit: monogenetic glacial deposit. UPPER PLEISTOCENE. 11 - M. Pelmo southern slope Unit: glacial deposit. UPPER PLEISTOCENE. 12 - Fop Unit: monogenetic glacial deposits. UPPER PLEISTOCENE. 13 - Val Grande Unit: landslide deposits. UPPER PLEISTOCENE. 14 - Malsia stream Unit: stream deposits. UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE. 15 - Pralongo Unit: glacial deposits UPPER PLEISTOCENE. 16 - Pra Toront Unit: glacial deposits UPPER PLEISTOCENE. 17 - Forno di Zoldo Unit: fluvio-lacustrine and fluvio-glacial deposits. UPPER PLEISTOCENE. 18 - Pra di Valle Unit: rockfall deposits. UPPER PLEISTOCENE. 19 - Dont Unit: fluvial deposits. UPPER PLEISTOCENE. 20 - Osteria al Pez Unit: fluvial deposits. UPPER PLEISTOCENE. 21 - Casal Unit: fan delta deposits. UPPER PLEISTOCENE. 22 - Villa Unit: fluvio-lacustrine and fluvio-glacial deposits. UPPER PLEISTOCENE. 23a and 23b - Nosgieda Unit and Cercena Unit: glacial deposits UPPER PLEISTOCENE. 24 - Lower Val Malsia Unit: glacial deposits UPPER PLEISTOCENE. 25 - Doa Valley Unit: glacial deposits UPPER PLEISTOCENE. 26 - Prampèr Unit: glacial deposits UPPER PLEISTOCENE. 27 - Unità di S. Giovanni: glacial deposits; fg) fluvio-glacial deposits. UPPER PLEISTOCENE? 28 - Prequaternary bedrock and other terms of Quaternary cover (debris and colluvial cover, debris and recent landslide deposits, ecc.) not described in the text. 29 - Sampling location for ¹⁴C age determinations. 30 - Sampling location for palynologic analyses. 31 - Main morainic ramparts. 32 - Rockfall escarpment edge.

a NE del Tabià del Piani. Di questa unità è visibile solo una delle superfici d'appoggio laterale, in sinistra, modellata in roccia. Non è invece mai osservabile la superficie d'appoggio basale, sepolta dai depositi fluviali successivi. Non è quindi possibile stabilire se i depositi della "Unità di Nosgiéda" poggino sui depositi della "Unità di S. Giovanni", oppure sullo stesso fondovalle in roccia su cui poggia quest'ultima o infine su una superficie in roccia terrazzata a un livello più basso della precedente. In tutti i casi comunque la distribuzione altimetrica dei diversi elementi disponibili indica che il dislivello eventualmente esistente tra le due superfici d'appoggio è inferiore a 25 m.

Circa 350 m più a monte della cerchia di Nosgiéda, è stato riconosciuto un'altro accumulo di depositi glaciali ("**Unità di Cercenà**"), con caratteristiche simili al precedente, riferibile a un'ulteriore stadio [Tav. 1(B)]. Anche in questo caso sono visibili le sole superfici d'appoggio laterali e quella basale non affiora; la distribuzione degli affioramenti indica come molto probabile che la superficie d'appoggio basale sia la stessa della "Unità di Nosgiéda".

Questo accumulo ha una potenza conservata di circa 95 m, è esteso per quasi 1 km all'incirca parallelamente e all'interno del primo ed è anch'esso smembrato in due lembi, uno in sinistra, sul quale sorge la frazione di Nosgiéda di sotto, e uno in destra, sul quale è ubicata la frazione di Cercenà. Riferibili a quest'unità sono anche i lembi di depositi conservati in sinistra idrografica, decisamente meno potenti dei precedenti, compresi tra località il Fop (lungo la strada statale) e Fusine dove, associato ai depositi glaciali, si riconosce un deposito caotico a grossi blocchi spigolosi monogenici interpretabili come un vecchio accumulo di frana caduto sul ghiacciaio. Attribuibili a questa unità sono ancora i depositi affioranti lungo l'incisione del T. Maè circa 250 m a monte della confluenza con il Ru Tórbol dove in sinistra idrografica è ben esposta una potente serie (25 m) di ghiaie eterometriche poligeniche stratificate inclinate di circa 15° verso SE interpretabili come depositi glaciali di ablazione (tale aspetto suggerisce una deposizione durante una rapida fase di fusione del ghiacciaio nella quale l'acqua di scioglimento ha giocato un ruolo decisivo nell'organizzazione tessiturale dei sedimenti; cfr. Reineck e Sing, 1980). Sono stati riferiti a questa unità anche i depositi glaciali di fondo (caratterizzati da abbondanti ciottoli striati e levigati e da un elevato grado di costipamento) affioranti (q. 1.095) lungo il T. Maè in destra, 150 m a valle del ponte per Soramaè. La loro superficie d'appoggio basale rappresentata dal substrato roccioso è mascherata dai depositi attuali del torrente ed affiora circa 450 m più a valle (q. 1.070 ca.).

Durante il processo di ritiro del ghiacciaio della valle principale, hanno cominciato ad acquistare individualità propria le lingue glaciali delle valli tributarie, che nella precedente fase di massima espansione confluivano nel ghiacciaio principale (v. *supra*). Nel tratto di valle

compreso tra la cerchia frontale della "Unità di S. Giovanni" e le due cerchie della "Unità di Nosgiéda" e della "Unità di Cercenà", come si vedrà in seguito, si è però venuto a formare un lago di sbarramento per frana i cui depositi ("Unità di Forno di Zoldo") hanno coperto i depositi riferibili a parte di questo intervallo di tempo rendendone difficile la ricostruzione. Nell'ambito dei depositi glaciali di ciascuna delle valli laterali, abbandonati dopo il definitivo ritiro del ghiacciaio principale, è stata riconosciuta una serie di cerchie distinte, rispettivamente allo sbocco della Val Doa, della Val Prampèr, della Val Malisia (Valle di Pralongo), del T. Maresòn (tributaria di sinistra) e del T. Duràm (tributario di destra)⁽⁴⁾.

Anche in questo caso la generalizzata copertura formata dai depositi più recenti non consente di osservare le superfici d'appoggio basale e quindi i rapporti tra queste unità e la successione della valle principale fin qui descritta. Solamente per i depositi della "**Unità della Val Doa**" è possibile verificare che la superficie d'appoggio basale si sviluppa a una quota confrontabile (q. 795 ca.) con quella dei depositi glaciali della valle principale; inoltre le superfici di appoggio laterali sono modellate dentro alla "Unità di S. Giovanni" (Fig. 5). Questa duplice circostanza consente di stabilire con certezza che il ghiacciaio laterale ha continuato a occupare il fondovalle principale anche dopo il ritiro della lingua glaciale principale da questo tratto vallivo. Questa interpretazione è avvalorata dal piccolo lembo di depositi glaciali della Val Doa, conservato sul versante sinistro della valle principale all'altezza del ponte di quota 806 m.

Come osservato per i depositi della "Unità della Val Doa" anche i depositi delle altre valli laterali sono distribuiti nella valle principale nella stessa fascia altimetrica di conservazione dei depositi del ghiacciaio principale indicando quindi che la loro deposizione è avvenuta dopo che quest'ultimo si era ritirato. Questo ci fa ritenere che, in prima approssimazione, le considerazioni fatte per la "Unità della Val Doa" valgano anche per le altre valli. Le unità che verranno di seguito descritte appartengono quindi alla stessa fase alla quale appartiene la successione della valle principale finora descritta. I rapporti di eteropia tra i depositi delle valli laterali e i depositi del lago impostatosi successivamente (v. *infra*) indicano inoltre che la deposizione dei primi è avvenuta durante la presenza del lago.

I depositi glaciali della "**Unità della bassa Val**

(4) La lingua glaciale della valle del T. Maresòn prendeva origine dalla confluenza delle due lingue glaciali delle valli del Ru Torto e del T. Cervegàna. In rapporto con quest'ultima massa glaciale, anch'essa in fase di ritiro, entro la valle del T. Maresòn si è formata la cerchia morenica frontale di Tabià di Tamai e di Fornesighe. La lingua glaciale che scendeva dalla valle del T. Duràm (valle di Goima), dopo essersi staccata dalla lingua principale si è arrestata all'altezza di Foppa costruendo una cerchia morenica frontale attualmente conservata in sinistra in località Sottorogno. (Entrambe le cerchie moreniche sopra descritte si collocano al margine dell'area di studio).

Prampèr" [Tav. 1(A)] costituiscono la parte basale del corpo terrazzato di Pratoront dove appaiono sepolti in parte dai depositi fluviolacustri della "Unità di Forno di Zoldo" (v. *infra*) e in parte da depositi glaciali successivi legati alla stessa valle ("Unità di Pra Toront", v. *infra*), che ne hanno perciò mascherato la superficie d'accumulo; la loro superficie d'appoggio basale non è visibile. In destra e sinistra del Maè, rispettivamente 120 m a Est dell'abitato di Baròn e immediatamente a NW di Soccampo, in sinistra del T. Maè, sono presenti numerosi grandi blocchi di dolomia: attualmente questi appaiono "affogati" nei depositi torrentizi più recenti. La loro distribuzione planimetrica suggerisce l'originaria presenza di una cerchia morenica frontale, successivamente demolita dall'azione del T. Maè, anch'essa riferibile a uno stadio del ghiacciaio della valle del Prampèr.

I depositi glaciali che costituiscono la "**Unità della bassa Valle Malisia**" [Tav. 1(A)] hanno invece come espressione morfologica le superfici ondulate distribuite

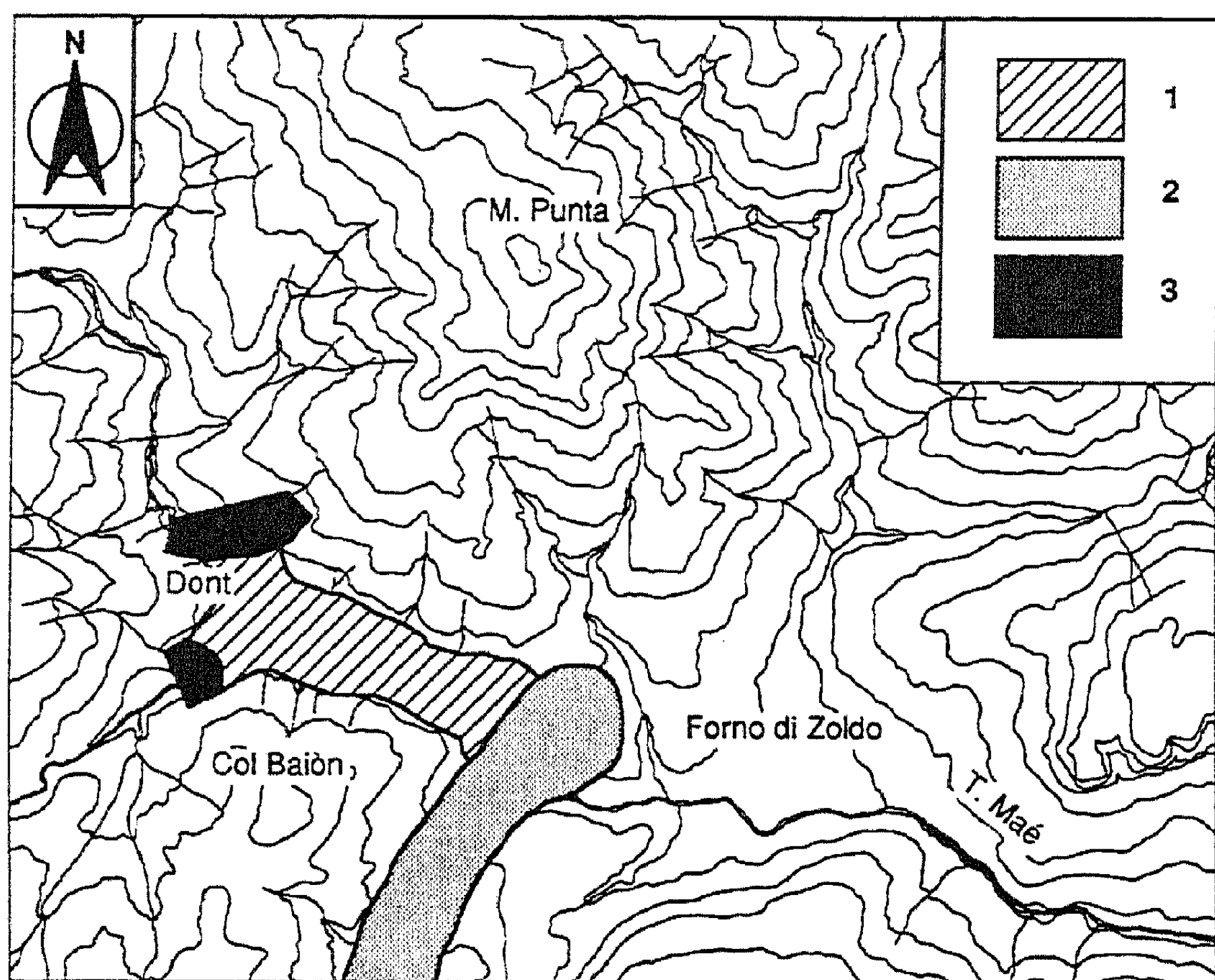


Fig. 6- Ricostruzione della probabile estensione del "Lago di Villa" (1), formatosi in seguito allo sbarramento della valle principale da parte del ghiacciaio della Val Malisia (2) durante la pulsazione cui sono legati i depositi glaciali della "Unità della bassa Val Malisia". (3): cerchie moreniche frontali abbandonate durante la fase di ritiro posteriore alla deposizione della "Unità di S. Giovanni".

Probable extent of "Villa Lake" formed after the main valley damming by the Malisia valley glacier during deposition of the "Lower Val Malisia Unit" glacial deposits.

sui fianchi nel tratto terminale della valle omonima. Questi formano inoltre la parte basale del corpo terrazzato di Astragàl dove, come i precedenti, risultano sepolti dai depositi fluviolacustri della "Unità di Forno di Zoldo" (v. *infra*). Anche in questo caso la presenza di grossi blocchi sembrerebbe indicare l'originaria presenza di una cerchia morenica localizzata nell'attuale fondovalle principale. In sponda destra del T. Maè, in posizione più interna rispetto alle cerchie della bassa Valle Malisia, in una sezione naturale intagliata negli stessi depositi glaciali della "Unità della bassa Val

Malisia", tra Pinè e S. Antonio, e sul versante sinistro presso Sotto le Rive, sono state riconosciute tracce evidenti di altre cerchie minori, costituenti con le precedenti un vero apparato morenico; le tracce sono rappresentate, oltre che dall'espressione morfologica del versante destro (settore compreso tra Pralongo e il fondovalle principale), ancora da notevoli quantità di blocchi dolomiti di grandi dimensioni, distribuiti in modo disuniforme. Riferibile a questo momento dell'evoluzione di questo settore vallivo è il cordone morenico di confluenza lungo circa 700 m (La Pala), già segnalato da Leonardi (op. cit.), costruito al contatto laterale tra le due lingue glaciali della Valle Malisia e della Valle Prampèr.

Tornando all'evoluzione della valle principale, alla stessa successione di eventi deposizionali cui è legata la formazione delle due cerchie di Nosgiéda e Cercenà è riferibile il complesso di depositi fluvioglaciali e fluviolacustri, attualmente conservati nei lembi terrazzati, più o meno rimodellati, di Villa e del Tabià Pratoràn, che si sviluppano a valle delle cerchie stesse e che ad esse risultano evidentemente interdigitate. Tali depositi ("**Unità di Villa**"), in base alla facies e al contesto morfologico in cui si situano, mostrano di costituire il riempimento di un piccolo bacino lacustre ("Lago di Villa"), allungato per circa 1.750 m in direzione WNW-ESE, formatosi in seguito allo sbarramento della valle principale da parte della porzione terminale della lingua glaciale proveniente dalla Valle Malisia ("Unità della bassa Valle Malisia") (Fig. 6). Essendo un lago formatosi per sbarramento glaciale non è possibile ricostruire la configurazione della soglia e quindi dare un'indicazione circa la quota massima alla quale poteva essere giunto il livello del bacino; questo doveva comunque svilupparsi ad una quota superiore ai 1.030 m, quota massima raggiunta dai depositi corrispondenti.

I rapporti di parziale eteropia, ben visibili nell'affioramento in destra del Maè, all'altezza di Sotto le Rive, tra i depositi lacustri e i depositi abbandonati dalla lingua glaciale proveniente dalla Valle Malisia testimoniano che quest'ultima continuava ad occupare in parte il fondovalle principale durante la vita del "Lago di Villa" mentre la fronte del ghiacciaio principale era localizzata all'altezza di Nosgiéda⁽⁵⁾. In quest'affioramento è stata rinvenuta una lente metrica di materiale argilloso e limoso di colore nerastro (Fig. 7), interdigitata ai depositi glaciali. Tre campioni di questi limi sottoposti ad analisi palinologica da A. Paganelli, hanno fornito un contenuto di pollini riassunto nella Tabella 1 (cfr. § 5.2.1).

L'associazione pollinica sembra indicare un'età pleistocenica superiore dell'"Unità di Villa" e quindi dello stadio cui è legata la formazione delle cerchie di Nosgiéda e Cercenà. Vista la sostanziale unitarietà della fase di

⁽⁵⁾La quota più bassa rilevata per la superficie sulla quale è avvenuta la deposizione dei depositi lacustri è di 860 m e la quota più alta dei depositi glaciali della "Unità della bassa Valle Malisia" che hanno determinato lo sbarramento è di 950 m.

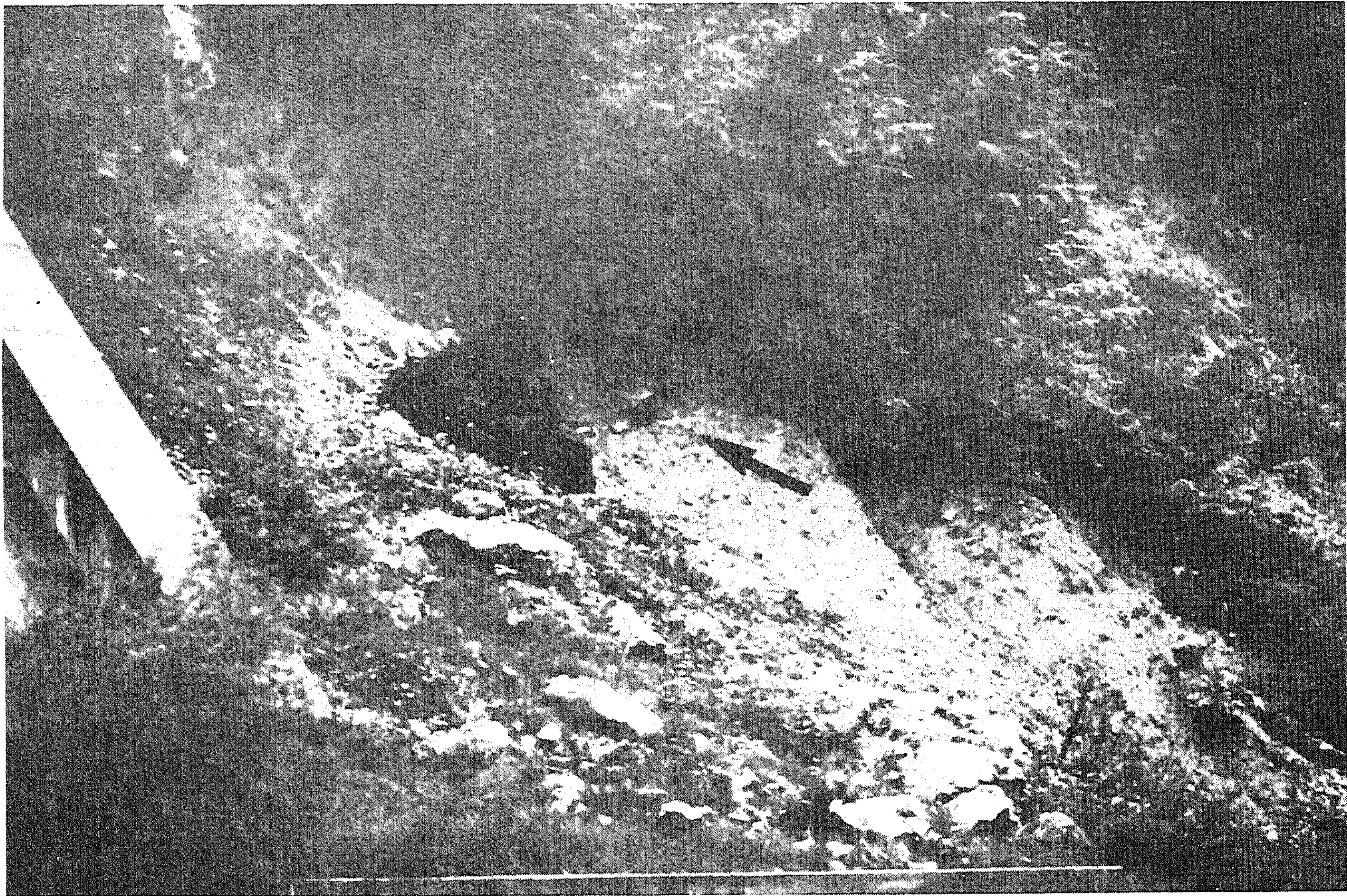


Fig. 7 - Affioramento lungo la sponda destra del T. Maè all'altezza di Sotto le Rive: lente di limi (freccia) nei depositi fluviolacustri e fluvioglaciali della "Unità di Villa", interdigitata con i depositi glaciali della "Unità della bassa Val Malisia". Tre campioni di limi prelevati in questo affioramento hanno fornito una palinoflora che ha permesso di attribuire cronologicamente questi depositi al Pleistocene superiore.

Outcrop along the right bank of Maè stream at Sotto le Rive: lens of silt (arrow) in the fluviolacustrine and fluvioglacial deposits of "Villa Unit" interfingered with glacial deposits of the "Lower Val Malisia Unit". Three samples of silt contain a palinoflora that indicates an upper Pleistocene age of the deposits.

cui fa parte questo stadio, ne deriva la medesima età pleistocenica superiore anche per la fase stessa.

Con il definitivo arretramento della massa glaciale della Valle Malisia che sbarrava la valle principale e alla successiva incisione della soglia rappresentata dai depositi glaciali abbandonati si è avuto lo svuotamento del "Lago di Villa" e l'impostazione di un corso d'acqua al quale è riferibile l'episodio erosionale immediatamente successivo. A questo episodio erosionale di natura torrentizia, quindi, è riferibile l'inizio della fase di terrazzamento dei depositi fluvioglaciali e fluviolacustri depositatisi nell'invaso che si era formato all'altezza di Villa. A questo sono riconducibili le forme di erosione fluviale che, in sinistra idrografica del Maè, lungo la S.S. 251 all'altezza del ponte di q. 931, rappresentano le superfici d'appoggio basale e laterale sinistra dei depositi fluviali che costituiscono la "Unità di Dont", di pertinenza del bacino principale. Sulla stessa superficie basale poggia anche un complesso deposizionale di natura fluviale, la "Unità dell'Osteria al Pez", attualmente conservata nel fondovalle principale. Queste due diverse unità deposizionali, conservate in due lembi di ridotte dimensioni, sono state correlate in base alla quota della superficie d'appoggio rispettivamente a q. 938 (loc. Dont) e q. 808 ca. (loc. Osteria al Pez) [Tav. 1(A)].

Nello stabilire il complesso intreccio di rapporti geometrici sul quale è basata la ricostruzione dell'evoluzione morfologica, assume particolare interesse nella ricostruzione dell'evoluzione di questo tratto vallivo l'affioramento messo recentemente (1989) alla luce durante la costruzione del nuovo distributore Agip, 60 m a valle della loc. Osteria al Pez. Nell'attuale versante sinistro della valle principale, poche centinaia di metri a valle della confluenza tra il T. Maè e il T. Maresòn si è rilevata la situazione schematizzata nella Fig. 8. Dall'alto al basso sono presenti grandi massi angolosi di Dolomia Principale sovrastanti ad un livello di ghiaie sabbiose eterometriche, eterogeniche a elementi arrotondati con stratificazione grossomodo orizzontale che a loro volta poggiavano su una superficie di erosione, modellata in substrato roccioso, inclinata di circa 35° verso NE in contropendenza rispetto all'attuale versante. Tale configurazione della superficie d'appoggio laterale destra, disassata rispetto alla configurazione dell'attuale versante sinistro orografico, indica che i depositi costituiscono qui il riempimento di un paleoalveo relativo ad una antica configurazione di una direttrice di drenaggio laterale (Maresòn), diretto circa NW-SE obliquamente all'attuale versante che confluiva nella valle principale più a SE dell'attuale punto di confluenza.

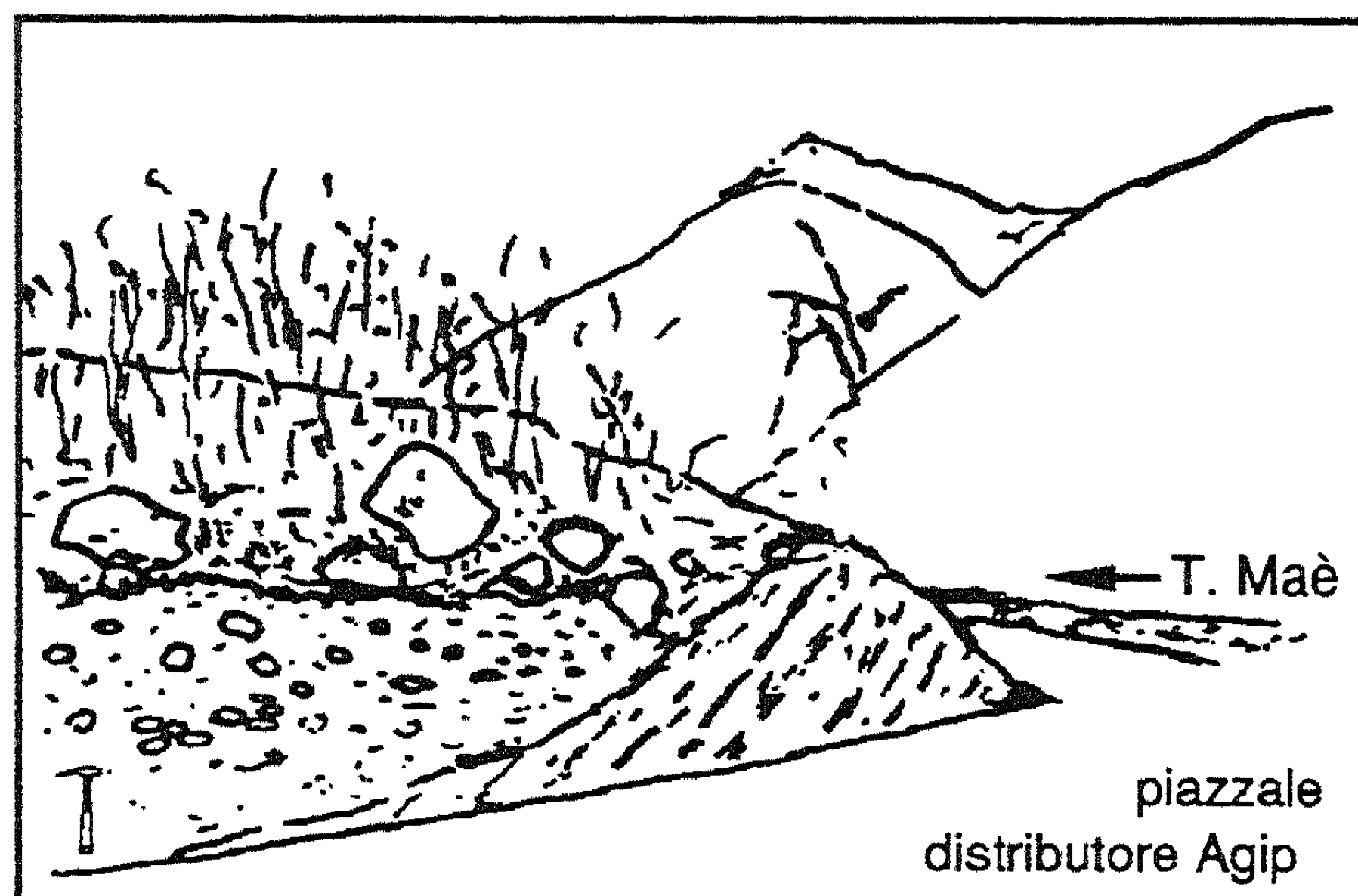


Fig. 8 - Località Osteria al Pez, presso il distributore Agip. Il profilo, trasversale alla valle del Maè, mette in evidenza il rapporto di sovrapposizione dei depositi a grossi blocchi della "Unità di Pra di Valle" sulle ghiaie grossolane della "Unità dell'Osteria al Pez". In particolare si noti la superficie di appoggio laterale destra costituita dal substrato roccioso. Per ulteriori dettagli si rimanda al testo.

The Agip petrol pump near Osteria al Pez. The section crossing the Maè Valley shows the superposition relationship of the deposits of "Pra di Valle Unit" on the stratified sandy gravel of the "Osteria al Pez Unit". In particular, the basal surface of the stratified fluvial deposits of the "Osteria al Pez Unit" on the substratum composed of dolomitic rocks, can clearly be seen. For details, see text.

I massi di dolomia sovrastanti sono riferibili ad un esteso e potente accumulo gravitativo ("**Unità di Pra di Valle**") che ha sbarrato la valle principale con la formazione di un bacino lacustre. La sua messa in posto risulta pertanto di età immediatamente successiva ai depositi fluviali che costituiscono la "Unità dell'Osteria al Pez".

La "Unità di Pra di Valle" è localizzata nel tratto di bassa valle principale [Tav. 1(A) e Fig. 9], 130 m a valle della confluenza del T. Maresòn nel T. Maè. L'accumulo è conservato in maggior parte sul versante sinistro della valle principale, dov'è distribuito altimetricamente tra circa q. 1.000÷1.050 (il limite tra il detrito di falda attuale e l'accumulo di frana non è rilevabile) e q. 815÷810, sospesa sul fondovalle attuale di circa 5÷10 m; sul versante destro è conservato un lembo di dimensioni limitate, con sviluppo parallelo alla valle principale per circa 350 m, largo al massimo 50 m, limitato verso l'asse vallivo da una scarpata alta circa 18 m. Nel complesso l'accumulo copre una superficie di circa 0.7 km², è formato da blocchi spigolosi, eterometrici, di forma prevalentemente prismatica, costituiti dai litotipi della Dolomia Principale. I blocchi di dimensioni minori sono disposti caoticamente all'interno di una matrice costituita da frammenti centimetrici, anch'essi monogenici, immersi in sabbia. Morfologicamente il corpo d'accumulo appare sensibilmente rimodellato; l'attuale espressione morfologica è rappresentata da un pendio inclinato verso Sud, con pendenza media del 60%, interrotto da ripetute rotture di pendenza suborizzontali; questo appare disseccato dal reticolato idrografico sovrainposto sia in senso longitudinale (incisione diretta NNE-SSW tra Pra di Valle e Osteria al Pez), che in senso trasversale (T. Maè). Il mutato aspetto

morfologico dell'originale deposito unitamente alla estesa copertura vegetale che lo maschera abbondantemente hanno fatto sì che gli Autori precedenti gli hanno attribuito una diversa estensione (cfr. Panizza, op. cit.). L'accumulo gravitativo poggia per la maggior parte sul substrato roccioso che costituisce le falde sudorientali del M. Castelàz, come è ben visibile lungo lo spaccato artificiale lungo la S.S. 251, nel tratto compreso tra la Galleria in località S. Giovanni e l'Osteria al Pez; localmente, però, come già ricordato, esso poggia sui depositi fluviali di un paleoalveo del Maresòn.

La nicchia di distacco del fenomeno gravitativo, conservata circa 120 m più in alto dell'accumulo, è rappresentata da un versante erboso uniformemente acclive (50%) delimitato da due pareti verticali; queste nel complesso configurano una sorta di circo rivolto a SW, scolpito nella Dolomia Principale, sviluppato longitudinalmente per circa 1,25 km ed alto in media 200 m.

L'accumulo gravitativo di Pra di Valle, estendendosi fino a risalire sul versante opposto (cfr. lembo conservato in destra del T. Maè), ha provocato lo sbarramento della Valle del Maè. Si è venuto così a formare un secondo bacino lacustre, esteso per circa 2,4 km lungo la valle principale (Fig. 10), tra lo sbarramento costituito dalla frana e le superfici terrazzate di Villa e Tabià Pratoràn. In questo lago si sono accumulate ingenti quantità di materiali provenienti sia dalle fronti dei ghiacciai delle valli laterali che continuavano a persistere nel fondovalle principale (depositi fluviolacustri e fluvioglaciali della "**Unità di Forno di Zoldo**") (cfr. *infra*), sia dagli immissari (depositi del conoide del bacino del T. Il Gav) e sia dai versanti vallivi.

Tali depositi si sovrappongono senza interposizione di fenomeni di erosione sui depositi degli episodi precedenti; il loro appoggio laterale è costituito localmente dai depositi glaciali delle cerchie moreniche della Valle Malisia e della Val Prampèr, che costituivano gli argini meridionali del lago. A Ovest, nello spaccato naturale presso S. Antonio (Forno) sulla sponda destra del T. Maè, si sono osservati⁽⁶⁾ i rapporti di interdigitazione tra i depositi fluviolacustri e fluvioglaciali che si accumulavano nel lago e i depositi delle fronti glaciali laterali (ghiacciaio della Val Malisia e ghiacciaio della Val Prampèr) (Fig. 11); questa situazione testimonia che, in un primo momento della vita del lago, queste ultime sono convissute con il bacino lacustre e sono state soggette a oscillazioni più o meno marcate. Nello spaccato artificiale dell'ex cava di ghiaia presso S. Antonio i depositi lacustri mostrano di sovrapporsi direttamente ai depositi glaciali (Fig. 12), documentando la sopravvivenza del lago, nelle ultime fasi della propria vita, al ritiro dei ghiacciai laterali. In base esclusivamente a un confronto tra le quote delle superfici

⁽⁶⁾In seguito ai recenti lavori di sistemazione idrogeologica del T. Maè, l'affioramento è stato completamente sepolto da un potente riporto artificiale.

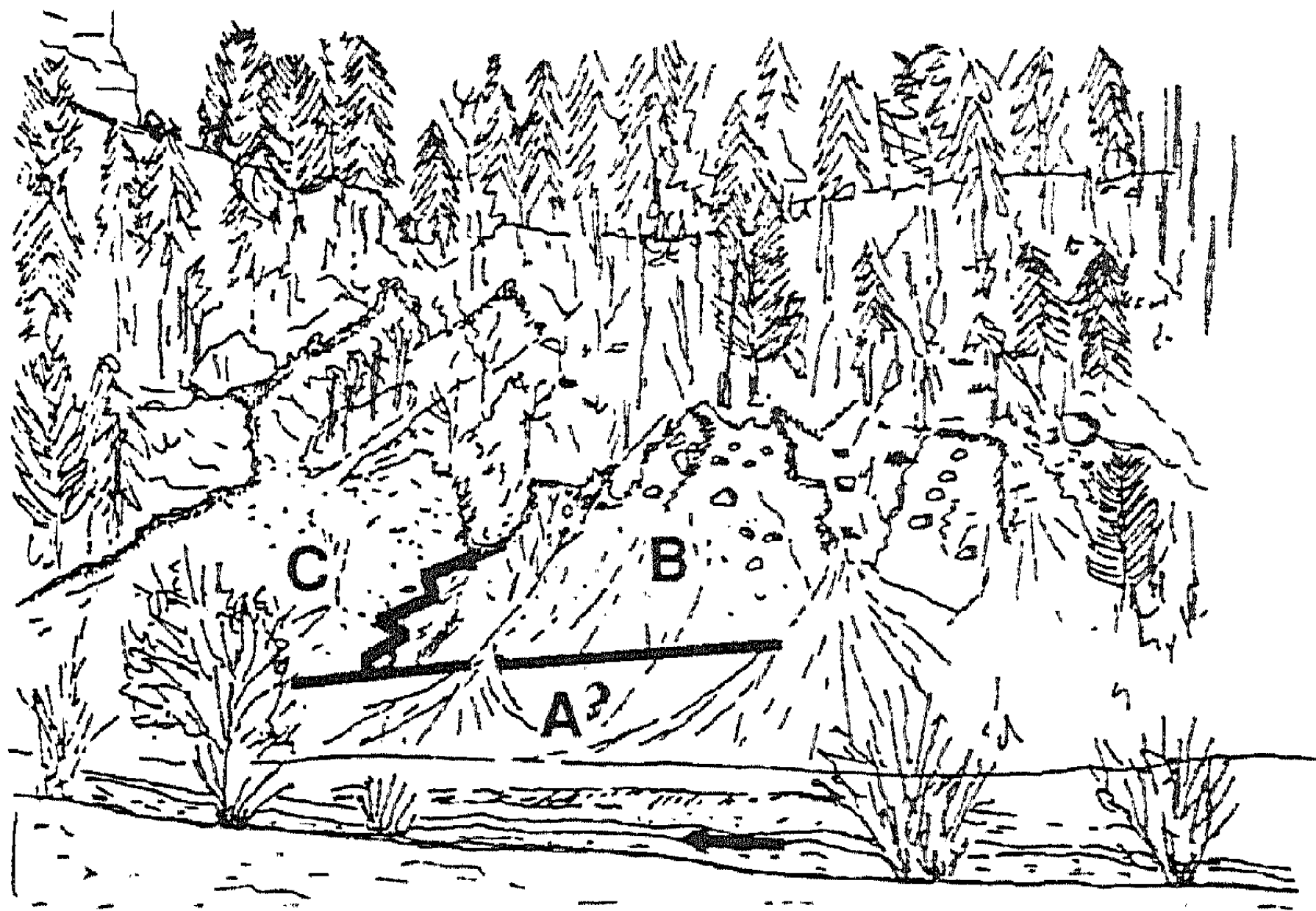


Fig. 11 - Sezione naturale presso S. Antonio (Forno di Zoldo) sulla sponda destra del T. Maè: si osservano i rapporti di interdigitazione tra i depositi fluvio-lacustri e fluvio-glaciali della "Unità di Forno di Zoldo" (C), che si accumulavano nel lago di Forno di Zoldo, e i depositi glaciali della fronte del ghiacciaio laterale che vi finiva dentro ("Unità della bassa Valle Malisia"). (A): depositi glaciali di fondo; (B): depositi glaciali di ablazione.

Outcrop on the right bank of the Maè stream at St. Antonio (Forno di Zoldo): interfingering relationship between the fluvio-lacustrine and fluvio-glacial deposits of the "Forno di Zoldo Unit" and the "Lower Val Malisia" glacial deposits.

significativi) del delta-conoide. In base alla distribuzione areale dei depositi, il lago mostra di essersi spinto a Nord, entro alla valle del T. Maresòn, probabilmente fino alla cerchie moreniche abbandonate dal ghiacciaio locale all'altezza del Tabià di Tamai e di Fornesìghe; dal bacino del T. Maresòn continuava a provenire molto materiale che contribuì anch'esso notevolmente alla rapida colmatazione del bacino. I relitti più settentrionali dei depositi legati geneticamente al lago di Forno di Zoldo sono stati infatti riconosciuti lungo la sponda destra del T. Maresòn, nella scarpata che delimita il ripiano sul quale sorgono Dozza e Bragarezza (Fig. 13) e che si allarga verso S e SW a formare la larga superficie sulla quale sorgono le frazioni di Campo e di Sommariva.

Confrontando la quota più alta alla quale sono conservati i depositi lacustri con la quota massima (ricostruita) del tratto di accumulo gravitativo che sbarrava il lago, si può dedurre che la quota massima raggiunta dal livello dell'acqua non era inferiore a 925 m s.l.m.

Gli episodi erosionali posteriori corrispondono ai diversi momenti, succedutisi nel tempo, che hanno caratterizzato lo svuotamento del lago con il conseguente modellamento di una serie di terrazzi di erosione nei depositi che l'avevano parzialmente colmato. Questi possono essere suddivisi in due diverse unità morfologiche,

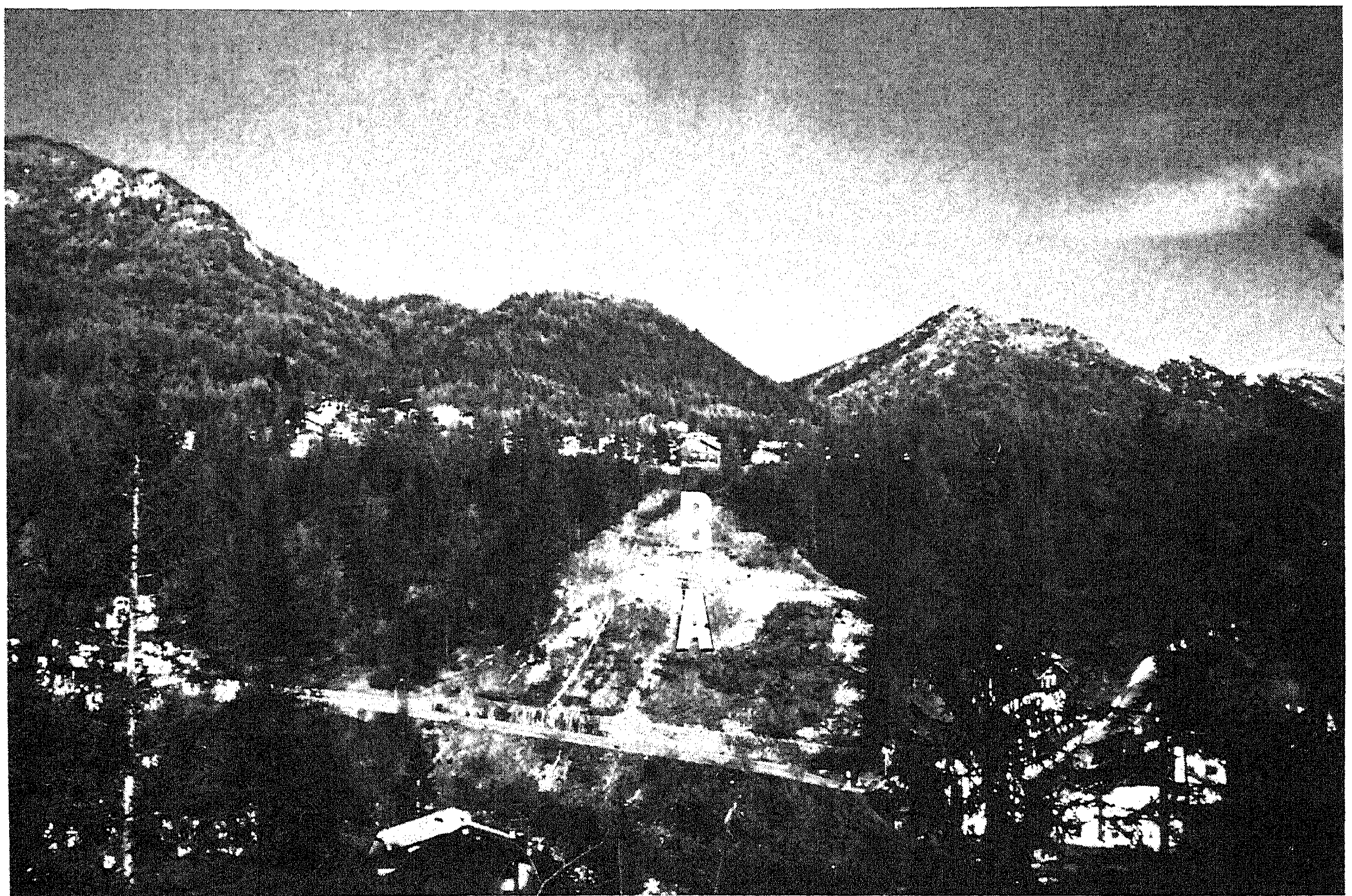


Fig. 12 - La scarpata che delimita la superficie terrazzata di Astragàl, vista da Pra Toront. Sospesa di circa 60 m sul fondovalle attuale, la superficie terrazzata di Astragàl è modellata in una successione costituita alla base dai depositi glaciali della "Unità della bassa Valle Malisia" (A), con potenza visibile di circa 45 m, coperti dai depositi fluvio-lacustri e fluvio-glaciali della "Unità di Forno di Zoldo" (B) potenti circa 15 m.

The edge scarp of the Astragàl terraced surface seen from Pra Toront. The Astragàl surface is 60 m higher than the present valley bottom and is modelled in the "Forno di Zoldo Unit" fluvio-lacustrine and fluvio-glacial deposits and the underlying glacial deposits of the "Lower Val Malisia Unit".

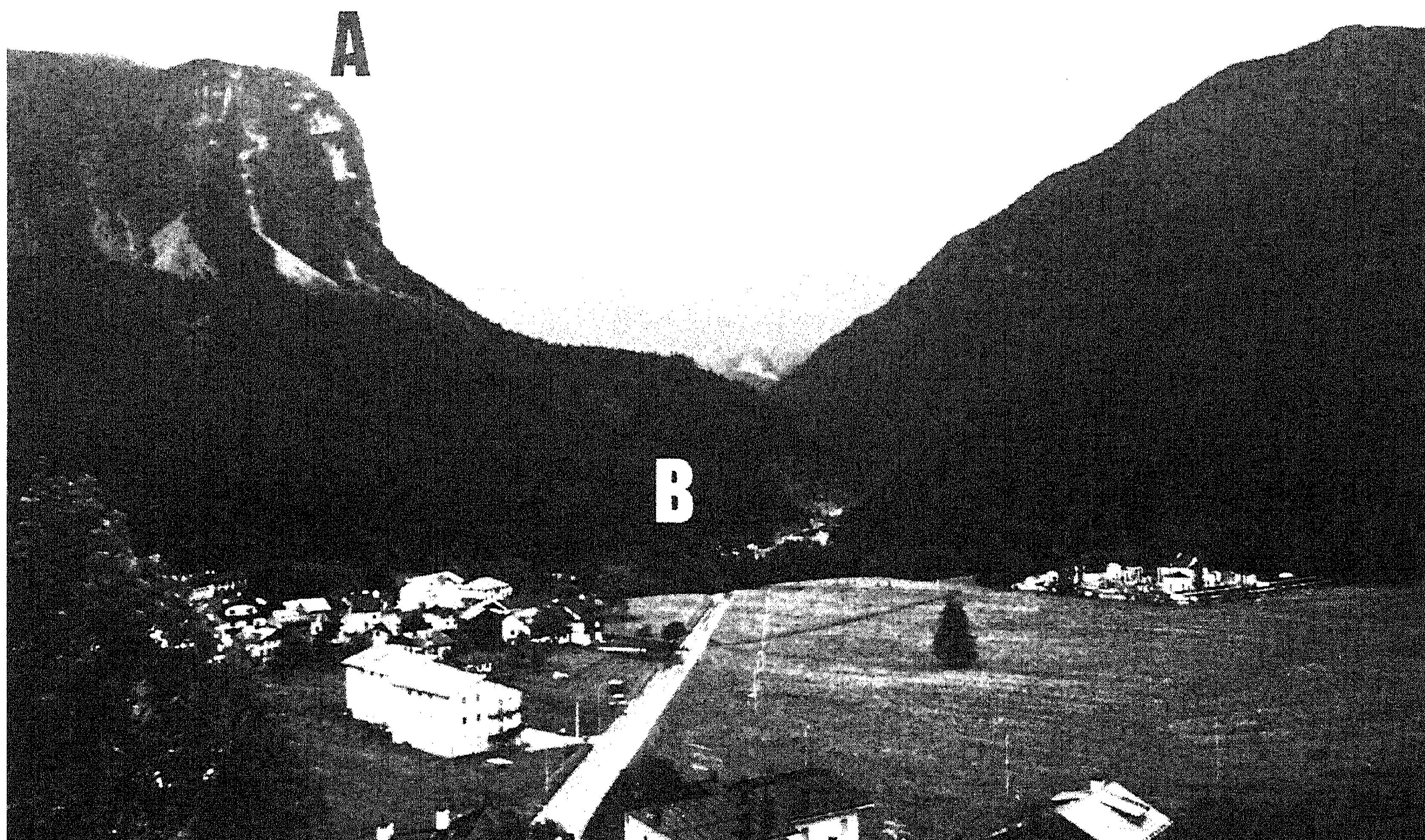


Fig. 9 - La stretta di S. Giovanni vista da Pieve. In primo piano la larga superficie suborizzontale del terrazzo d'erosione sul quale sorgono Campo e Sommariva; a sinistra il M. Castelàz (A) e l'accumulo della paleofrana della "Unità di Pra di Valle" (B) che ha sbarrato la valle ed ha determinato la formazione del lago nel quale si sono accumulati i depositi fluviolacustri e fluvioglaciali della "Unità di Forno di Zoldo".

S. Giovanni gorge seen from Pieve. In the foreground, the large subhorizontal surface of the erosional terrace on which Campo and Sommariva are located; on the left, Mt. Castelàz (A) and the old rockfall deposits of the "Pra di Valle Unit" (B) which obstructed the valley giving rise to the formation of the lake where the "Forno di Zoldo Unit" would be deposited.

dove sorgono Villa e Astragàl, che rappresentano le quote più alte raggiunte dal fondo del lago, è probabile che in questa fase il bacino lacustre si estendesse fino a lambire i depositi di Villa, già terrazzati, senza però sommergerli (sono infatti sospesi rispetto a quelli di Astragàl e Pieve di circa 50 m); questi, come si ricorderà erano stati depositi in un bacino che si estendeva precedentemente più a monte ("Lago di Villa"), compreso tra le cerchie moreniche della Val Malisia e la cerchia morenica frontale di Nosgièda. Dalla incisione del Maè, che disseccava quest'ultimi, continuavano ad essere immessi nel lago di Forno di Zoldo una grande quantità di depositi fluvioglaciali che prendevano origine dal ghiacciaio localizzato in una posizione più arretrata verso monte. Verso Nord, il lago di Forno di Zoldo lambiva il versante meridionale del M. Punta, dal quale proveniva molto materiale detritico soprattutto lungo l'incisione del T. Il Gav: i depositi di quest'ultimo, distribuiti nell'invase, diedero origine ad un delta-conoide, successivamente terrazzato, di notevoli dimensioni (circa 0,5 kmq). Le estese superfici subpianeggianti sulle quali sorgono le frazioni di Astragàl e di Pieve sono riconducibili rispettivamente a settori distale (facies più minute affioranti all'ex cava di S. Antonio) e a settori più prossimali (esclusivamente in base alla posizione mancando completamente affioramenti

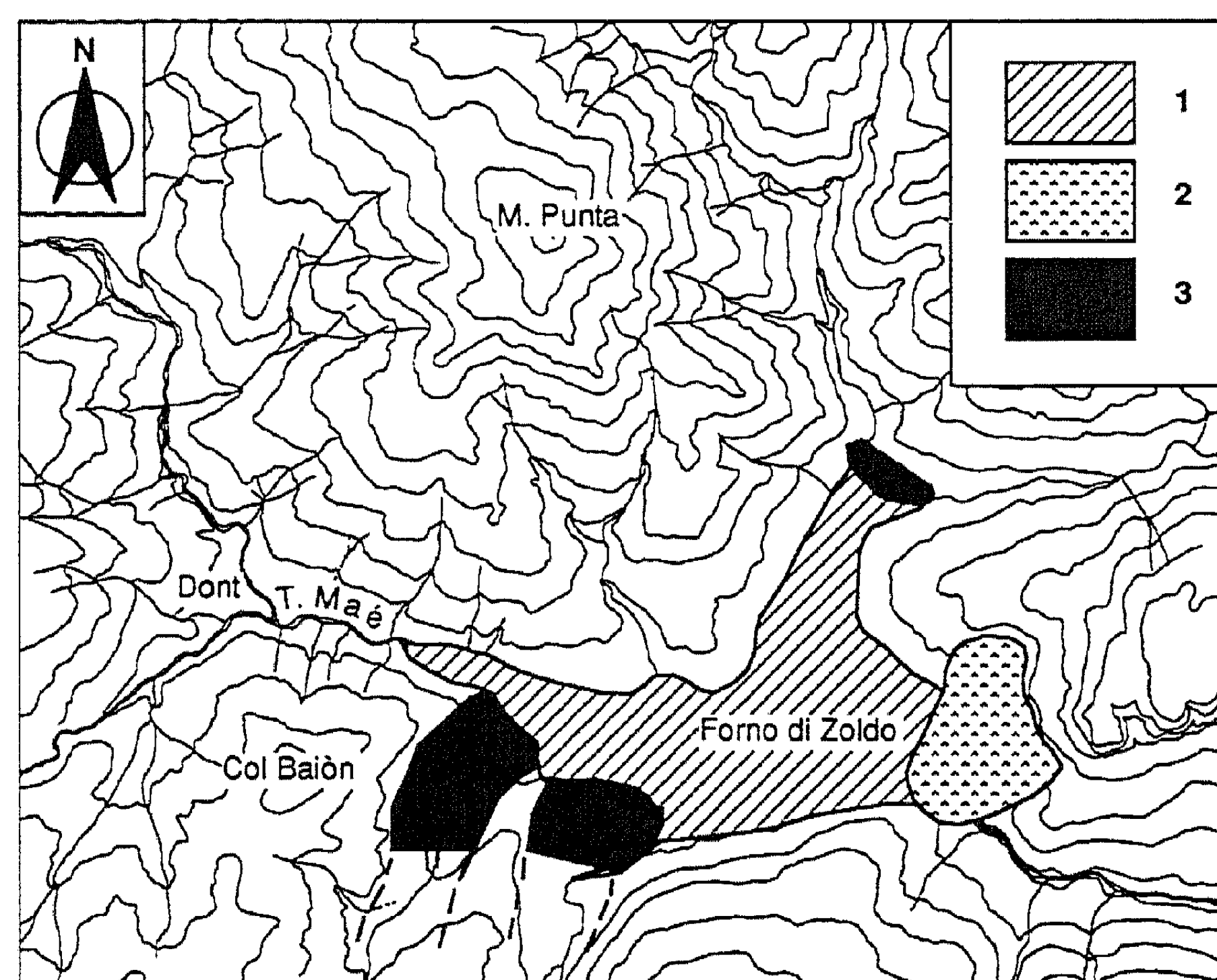


Fig. 10 - Ricostruzione dell'estensione probabile del "Lago di Forno di Zoldo" (1) formatosi in seguito allo sbarramento della valle principale da parte del corpo di frana della "Unità di Pra di Valle" (3) (quest'ultimo è ricostruito nella sua ipotetica estensione originaria). (2) Morene contemporanee allo sbocco delle valli laterali.

Probable extent of the "Forno di Zoldo Lake" (1) which formed after the main valley damming by the "Pra di Valle Unit" rockfall body (3). Coheval moraines at the mouth of lateral valleys (2).

ognuna delle quali è legata a una fase di svuotamento parziale del lago. La originaria superficie deposizionale del complesso fluviolacustre (cfr. *supra*) è probabilmente rappresentata dalle superfici subpianeggianti sulle quali sorgono le frazioni di Astragàl e Pieve. La prima (terrazzo di Astragàl) è stata dissecata in seguito all'approfondimento della valle principale che vi ha modellato la scarpata che attualmente la delimita verso valle (cfr. Fig. 12); il ciglio è sviluppato per circa 1,2 km a q. 925 m ed è separato dal fondovalle da un salto di circa 60 m. La superficie di Pieve, invece, sembra aver subito un terrazzamento probabilmente legato al torrente Il Gav e al T. Maresòn, come indica la posizione del ciglio della scarpata, circa 250 m più arretrata rispetto a quella di Astragàl. Questo lembo di superficie è delimitato verso valle da una scarpata che costituisce la traccia della prima fase di svuotamento del lago; essa è distribuita nella fascia altimetrica compresa rispettivamente tra le quote 930 m verso monte e 920 m verso valle e 900 m verso monte e 850 m verso valle. A questa stessa fase di terrazzamento è riferibile il modellamento della superficie subpianeggiante avvenuto per erosione durante una prima fase di svuotamento parziale del lago (terrazzo lacustre d'erosione) sulla quale sorgono le frazioni di Campo, Sommariva, Dozza e Bragarezza (cfr. Fig. 9). Le tracce della seconda fase di terrazzamento sono distribuite a costituire la fascia altimetrica compresa tra le quote minime della precedente (900÷850 m) e una quota non meglio precisabile più bassa del fondovalle attuale (dislivello visibile valutabile da 70 a 25 m). Questa configura una scarpata convergente che limita verso Sud e verso Est la superficie terrazzata di Campo e Sommariva.

Durante il terrazzamento dei depositi lacustri, avvenuto in seguito alla completa incisione della soglia rappresentata dal corpo d'accumulo della frana ("Unità di Pra di Valle") e all'asportazione di una notevole quantità dell'accumulo stesso, il corso d'acqua principale, approfondendo il suo alveo, è giunto a disseccare anche alcuni termini della successione più antica lungo la valle principale a monte del lago. In particolare è proseguito il modellamento della scarpata che limita verso Sud la superficie terrazzata, leggermente inclinata verso l'asse vallivo principale, sulla quale sorge l'abitato di Villa; questo fenomeno si era arrestato in conseguenza della formazione del lago. Nel tratto di valle compreso tra Dont e Fusine tale approfondimento erosionale ha quasi raggiunto la superficie basale della "Unità di Cercenà".

Con i dati a disposizione non è possibile stabilire se a questo episodio erosionale appartenga il modellamento della superficie d'appoggio basale dell'ultima unità glaciale ("**Unità di Fop**") riconosciuta nella valle principale nel tratto che si estende a monte dell'abitato di Dont [Tav. 5(B)]. Questi infatti sono per la maggior parte mascherati dall'esteso e potente accumulo di una grande

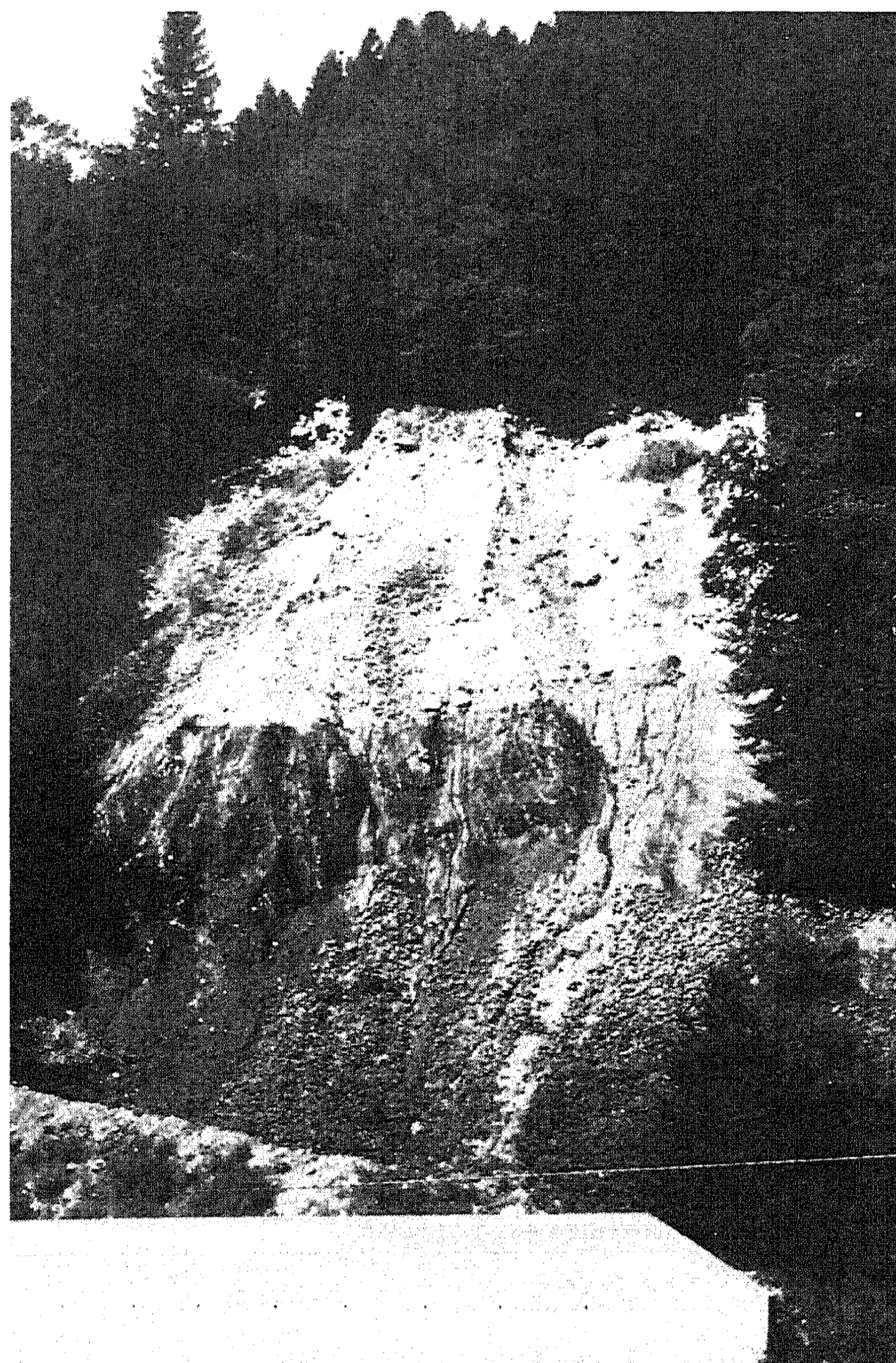


Fig. 13 - L'affioramento di q. 875, sulla strada da Dozza a Villanova, tra Pra e Fer. E' ben visibile la superficie d'appoggio basale dei depositi fluviolacustri e fluvioglaciali dell'"Unità di Forno di Zoldo" sul substrato costituito dalla Formazione delle Arenarie di Zoppè. La potenza dei depositi è di circa 15 m. I ciottoli arrotondati sottolineano una stratificazione suborizzontale, leggermente inclinata verso sinistra (valle).

The el. 875 outcrop along the road from Dozza to Villanova between Pra and Fer. Basal surface of the stratified fluviolacustrine and fluvioglacial deposits of the "Forno di Zoldo Unit" on the "Zoppè sandstone Formation" substratum.

frana olocenica caduta dal versante meridionale del M. Pelmo (v. *infra*). I depositi della "Unità di Fop" sono localizzati nel fondovalle principale a monte delle già citate cerchie di Nosgieda e Cercenà e sono visibilmente incastrati entro le precedenti; la loro superficie d'appoggio basale sembrerebbe però confrontabile (distribuita tra q. 1.070 e q. 1.010) con quella di queste ultime. A differenza dei depositi glaciali finora descritti, la "Unità di Fop" è costituita quasi esclusivamente da clasti mal arrotondati di dolomie biancastre, dolomie saccaroidi, calcari dolomitici, calcari grigiastri con subordinati (10%) clasti di natura terrigena. Prevalgono facies di ablazione con subordinati depositi glaciali di fondo.

L'ipotesi più probabile è che questa unità sia riconducibile ad una delle ultime configurazioni del ghiacciaio vallivo, quando oramai i rilievi dolomitici circostanti del M. Pelmo e del M. Civetta avevano già acquistato quella

individualità e quell'isolamento che li caratterizzano attualmente. Sulle lingue glaciali laterali che allora prendevano origine alla base dei massicci dolomitici continuavano a riversarsi notevoli quantità di detritici che quindi sono stati trasportati e abbandonati sul fondovalle.

Da questi depositi è formato l'arco morenico frontale un cui lembo è conservato in sinistra a monte della località omonima. Associati all'arco si riconoscono sul versante sinistro uno scaricatore laterale, un terrazzo riferibile a un deposito lacustre di sbarramento glaciale (*kame*) (superficie pianeggiante sulla quale sorgono le case de il Fop) e parte della superficie in contropendenza all'interno dell'arco. Verso monte depositi della "Unità di Fop" affiorano ancora sul versante sinistro, a valle di Fusine, in corrispondenza ad una estesa scarpata di erosione.

All'interno di questa unità, durante la cui deposizione la fronte glaciale si era spinta verso valle fino alla località il Fop, è stata riconosciuta un'altra cerchia, quasi completamente demolita dal successivo episodio erosionale torrentizio. Essa risulta riconoscibile in base alla distribuzione planimetrica di enormi blocchi distribuiti sia al livello attuale dell'alveo del T. Maè sia sui due versanti.

Nel tratto a monte invece, come accennato, questa unità non è più visibile perchè mascherata dai depositi di frana della "Unità del M. Pelmo" e della "Unità della Val Grande" (v. *infra*).

Come già ricordato, i depositi della "Unità di Fop" sono riferibili a un episodio deposizionale relativamente recente, successivo al modellamento di una profonda incisione, probabilmente di natura fluviale, nei depositi glaciali della "Unità di Nosgiéda e Cercenà". E' possibile verificare il rapporto di incastro tra le due unità deposizionali solo nel tratto di valle compreso tra la località il Fop e Fusine, dove affiora malamente la sola superficie di appoggio laterale sinistra. Non è invece mai stata direttamente osservata la superficie di appoggio basale.⁽⁷⁾

Nel tratto a monte di Fusine, risparmiati dal seppellimento da parte del corpo di accumulo della frana del Pelmo e/o riesumati dai processi erosivi successivi, sono stati individuati altri due complessi di depositi glaciali: questi appaiono riferibili alle due lingue glaciali minori che in precedenza erano confluite a formare l'unica lingua glaciale della valle principale. Durante la fase di ritiro tali ghiacciai locali acquistarono una propria identità, come si può desumere dalla individualità delle forme e dei depositi di ciascuna unità. I clasti di questi depositi sono costituiti essenzialmente da dolomie e calcari.

Si riconoscono così due unità deposizionali distinte, legate ai due bacini diversi, da valle verso monte, rispettivamente al versante meridionale del M. Pelmo ("**Unità del versante meridionale del M. Pelmo**") e alla Valle di

Pécol ("**Unità della Valle di Pécol**").

I depositi glaciali costituenti la "Unità del versante meridionale del M. Pelmo" sono visibili in limitati affioramenti e il loro riconoscimento è reso difficoltoso a causa sia del profondo rimodellamento del versante e sia dall'estesa copertura costituita dall'accumulo di frana della "Unità del M. Pelmo". Ciò nonostante si sono riconosciute tracce di cordoni morenici laterali, allungati in direzione circa N-S per alcune centinaia di metri. Alcuni di questi raggiungono il fondovalle attuale e appaiono intensamente rimodellati; uno, in particolare (cordone laterale destro), è ben visibile in sezione trasversale presso l'ex cava di ghiaia sopra l'abitato di Pianàz.

Legati alle fasi di ritiro della lingua glaciale che scendeva dalla Valle di Pécol, sono stati riconosciuti, nell'ambito della "Unità della Valle di Pécol", una serie di cordoni morenici frontali e laterali (parzialmente già segnalati da Autori precedenti, cfr. § 5.1.); questi formano il piccolo anfiteatro morenico di Pécol, conservato sul fondovalle all'altezza dell'abitato omonimo. In particolare vi sono stati riconosciuti dodici archi morenici di lunghezza variabile, distribuiti tra q. 1.350 m circa (il più esterno) e q. 1.705 m (il più interno) e disposti in modo concentrico. In alcuni punti, in particolare nel tratto allungato in direzione N-S, sono state riconosciute le tracce di piccoli laghi intermorenici e di scaricatori glaciali.

Tracce degli ultimi stadi glaciali sono state individuate anche nelle valli tributarie di destra nel settore di bacino sviluppato a valle di Dont. Le forme, che rappresentano l'espressione morfologica dei depositi glaciali legati geneticamente a questi ultimi stadi, sono conservate nei due bacini del Malisia e del Pramper, all'interno rispettivamente di quelle della "Unità della bassa Val Malisia" e della "Unità della bassa Val Prampèr". Questi depositi risultano pertanto certamente più recenti di queste due unità, anche se la mancanza di affioramenti adeguati non consente di stabilire se appartengano alla stessa fase delle precedenti o a due fasi distinte. Riferibili a questo stadio appaiono le tracce di un piccolo arco morenico frontale rappresentate da una dorsale allungata trasversalmente all'asse della Val Malisia, lunga circa 200 m ("**Unità di Pralongo**"), riconosciute a valle dell'abitato di Pralongo; questo ha sbarrato il corso del torrente determinando la formazione di un piccolo bacino lacustre, successivamente colmato ("**Unità del T. Malisia**").

Nella Valle Prampèr a questo stadio è riferibile invece il complesso di depositi glaciali ("**Unità di Pra Toront**") rinvenuto allo sbocco di questa valle, sovrapposti ai depositi fluviolacustri e fluvioglaciali della "Unità di Forno di Zoldo". Tale situazione ha permesso di distinguere questi depositi glaciali da quelli più antichi, legati alla stessa valle tributaria. Anche per questa unità, come per la precedente, sono stati riconosciuti resti di un apparato morenico frontale di modesto sviluppo planimetrico (circa 0,125 km²), parzialmente conservato in corrispondenza alla superficie terrazzata di Pra Toront e

(7) A rigore non sarebbe perciò possibile escludere la presenza di altre unità intercalate, anche se il quadro generale sembrerebbe consentire di scartarlo.

troncato ad Est dall'incisione del T. Prampèr e verso Nord da quella del T. Maè: questo anfiteatro è rappresentato da una serie di piccole dorsali subparallele, allungate per circa 300 m in direzione NE-SW, intervallate ora da tratti subpianeggianti ora da depressioni allungate parallelamente ai rilievi; altre forme simili, legate a configurazioni diverse della fronte glaciale, mostrano andamento normale a quelle precedentemente descritte.

All'insieme di fenomeni deposizionali ed erosivi fin qui descritti, che hanno caratterizzato le principali tappe del modellamento della Val di Zoldo, seguono una serie di processi di intenso rimodellamento sui versanti sia legati alla sovrapposizione del reticolato idrografico, sia al verificarsi di imponenti fenomeni gravitativi.

I principali accumuli gravitativi olocenici riconosciuti sono localizzati nell'alta Val di Zoldo, a monte di Dont. In particolare nel tratto compreso tra Fusine e Maresòn, il fondovalle è modellato interamente in depositi di frana per crollo e rotolamento provenienti dal versante meridionale del M. Pelmo (*rock avalanche* = "**Unità del M. Pelmo**") [cfr. Tav. 1(B)] mentre il versante destro è interessato da un esteso processo gravitativo poligenico ad evoluzione lenta che si protrae fino all'attuale ("**Unità della Val Grande**").

Tali accumuli hanno completamente mascherato tutti i depositi più antichi distribuiti lungo questo tratto di valle non permettendo quindi di collegare in maniera univoca i dati relativi al modellamento glaciale rilevati nel tratto vallivo a valle di Fusine con quello a monte di Maresòn e di ricostruire le tappe finali del ghiacciaio vallivo principale zoldano. In particolare per quanto riguarda la frana della "**Unità della Val Grande**" è impossibile affermare se si tratti di un fenomeno iniziato in epoca postglaciale o piuttosto, come pare più probabile, si sia innescato ed evoluto anche in epoca precedente. Sempre a monte di Dont è stato riconosciuto un altro esteso corpo di accumulo gravitativo, anch'esso poligenico, relativo ad un'altra frana per crollo e rotolamento proveniente dalla parete SW del M. Pelmetto ("**Unità del Rio Bianco**") che si è incanalata lungo la stretta incisione del Rio Canedo, giungendo fino al fondovalle, e la "**Unità del Ru Tórbol**", accumulo gravitativo riferibile presumibilmente ad un fenomeno di *debris flow*.

Associate a tali depositi di frana sono state riconosciute altri termini ad essi legati geneticamente, come ad esempio depositi lacustri e palustri (es. "**Sottounità del Tabià Palma**" e "**Sottounità di Maresòn**", "**Sottounità del Pian di Palui**" ecc.).

A valle di Forno di Zoldo, all'estremità orientale dell'area studiata, è stato riconosciuto un altro accumulo gravitativo (frana per crollo), localizzato sul versante sinistro a costituire la sponda del bacino artificiale di Pontesèi ("**Unità di Casera Fagarè**"). Questo accumulo gravitativo è stato in parte rimobilizzato dalla frana per scivolamento avvenuta il 22 marzo 1959, innescatasi durante gli invasi sperimentali del lago di Pontesèi.

La descrizione di questo ultimo gruppo di unità oloceniche, integrate da una serie di nuovi elementi diretti di datazione saranno oggetto di una prossima nota in preparazione (Moscariello *et al.*, in prep.).

Al glacialismo vallivo che ha interessato l'alto Zoldano sono succeduti, nell'Olocene, fenomeni di glacialismo locale le cui tracce si ritrovano alla base delle pareti dei rilievi dolomitici (Moiazza, Civetta e Pelmo). In particolare sono stati riconosciuti resti di un arco morenico frontale, compresi tra q. 1.850 m e la base delle pareti del M. Pelmo, smembrato in tre tronconi dal reticolato idrografico sovrapposto. Alla base delle pareti del Pelmo (versante Sud) e della Moiazza (Vant de la Moiazza), sono inoltre presenti alcuni rilievi detritici arcuati affiancati, probabilmente legati geneticamente a campi di neve in forte pendenza, interpretabili come degli "argini detritici di nevaio" (Castiglioni, 1979).

L'ultima fase evolutiva è di natura erosionale ed ha agito a più riprese, intervallata ai fenomeni gravitativi che si sono succeduti nel tempo (v. *supra*). Le forme a esso riferibili sono distribuite nella fascia altimetrica compresa tra le quote massime della superficie d'accumulo dei depositi glaciali della fase precedente e il fondovalle attuale. In rapporto con questa fase, distribuiti lungo l'asse vallivo principale, si riconoscono una serie di lembi di depositi torrentizi ("**Unità del T. Maè**" e Depositi fluviali recenti ed attuali del T. Maé), legati sia alla dinamica torrentizia del collettore principale, sia all'interferenza tra questo e le aste tributarie.

L'entità dell'approfondimento legato a questo ultimo episodio erosionale è variabile lungo la valle. Più precisamente, nel tratto compreso tra Pécol e Fusine, l'approfondimento non raggiunge il substrato e modella una scarpata di tipo divergente, con altezze massime intorno ai 30 m. Nel tratto di valle compreso tra Fusine e Dont, l'entità dell'approfondimento è notevolmente maggiore: le scarpate raggiungono i 50 m e il substrato roccioso ne risulta fortemente inciso.

5.2.1 Palinologia

Il campione raccolto per un'analisi palinologica fu prelevato sulla sponda destra del torrente Maè in località Sotto le Rive a circa 300 m a monte di Forno di Zoldo. Il materiale faceva parte di un limitato banco di limi lacustri di colore nerastro (cfr. Fig. 7), dello spessore di circa 80 cm, interdigitato ai depositi glaciali. Il trattamento cloro-fluoro-acetolitico, effettuato sul campione per l'estrazione e la purificazione del polline dagli altri detriti ha rilevato una ricchezza in carbonati e una marcata quantità di materiale organico. L'analisi al microscopio ha messo in evidenza una presenza di granuli pollinici non consistente dal punto di vista numerico: massimo 9÷10 pollini per vetrino (superficie di vetrino: 770 mm²). Data quindi la scarsità di sporomorfi è stato riportato in

Tabella 1 - Valori assoluti dei granuli pollinici rinvenuti nel sedimento raccolto nella zona di Forno di Zoldo (* indica deposizione secondaria).

Pollen grains (absolute values) found in a sample from Forno di Zoldo (indicates a secondary deposition).*

Taxa rinvenuti	N° dei granuli pollinici
AP	
<i>Abies</i> cf. <i>alba</i> Mill	1
<i>Tsuga</i> *	3
<i>Pseudotsuga</i> *	1
<i>Larix</i> cf. <i>decidua</i> Mill	3
<i>Cedrus</i> *	1
<i>Pinus</i> cf. <i>silvestris</i> L.	4
<i>Pinus</i> cf. <i>mugo</i> Turra	2
<i>Pinus</i> cf. <i>cembra</i> L.	2
<i>Ephedra</i> tipo <i>fragilis</i> Desf.	2
<i>Salix</i> forma <i>nana</i>	1
<i>Carya</i> *	1
<i>Pterocarya</i> *	1
<i>Carpinus</i> cf. <i>betulus</i> L.	1
<i>Corylus</i> cf. <i>avellana</i> L.	1
<i>Quercus</i> <i>decidua</i>	1
<i>Zelkova</i>	1
NAP	
<i>Chenopodiaceae</i>	2
<i>Caryophyllaceae</i>	1
<i>Artemisia</i>	1
<i>Ericaceae</i>	1
<i>Cyperaceae</i>	16
Pteryodophyta	
<i>Lycopodium</i>	2

Tabella 1 soltanto il numero conteggiato, senza l'elaborazione della percentuale pollinica.

Si deve far rilevare quindi che ovviamente il risultato ottenuto di un solo campione non è sufficiente a dare indicazione sulla evoluzione forestale e climatica della zona, come non sempre può fornire informazioni di carattere generale. Si può però dire che per questo campione si è avuta fortuna potendo avanzare delle ipotesi suffragate dai granuli pollinici rinvenuti, integrati da esperienze personali e dalla bibliografia esistente.

Come si può vedere dalla Tabella, la composizione floristica risulta rappresentata da pollini di piante arboree ed arbustacee (indicate con AP), da pollini di piante erbacee (NAP) e da spore di Felci (*Pteridophyta*). I componenti forestali risultano particolarmente ricchi dal punto di vista qualitativo mentre le NAP sono scarsamente rappresentate.

Prima di iniziare il commento ai risultati pollinici, si ritiene opportuno fare delle premesse di carattere generale.

Dai molteplici reperti pollinici europei ed extraeuropei si sa che numerose essenze forestali scomparvero durante il succedersi delle glaciazioni del Pleistocene provocando un impoverimento intenso in senso qualitativo della flora forestale e che questo impoverimento fu molto marcato soprattutto per l'Europa (Paganelli, 1961b). Poiché la scomparsa delle specie fu scaglionata nel tempo, talune specie forestali assunsero il ruolo di specie

guida ai fini di una cronologia dei depositi. Da specificare inoltre che dette piante formavano, insieme a quelle ancora attualmente presenti, dei consorzi forestali distribuiti, a secondo della valenza soprattutto climatica, su orizzonti vegetazionali diversi. Però con la dispersione anemofila i vari granuli pollinici di piante appartenenti alle diverse fasce vegetazionali vennero poi a confluire nei sedimenti di uno stesso deposito.

Infine è bene precisare che per ogni specie di pianta esiste una diversa produzione pollinica, per cui nel diagramma pollinico alcune sono soprarappresentate mentre altre sono sottorappresentate; questa produzione però può variare anche in funzione del succedersi dei periodi climatici.

In base all'analisi pollinica eseguita sono stati riscontrati tra i vari pollini anche quelli di *Tsuga*, *Pseudotsuga*, *Cedrus*, *Carya*, *Pterocarya* e *Zelkova*, che rappresentano per l'appunto delle specie guida. Sulla base delle indagini palinologiche, si è visto che *Tsuga*, *Pseudotsuga*, *Cedrus*, *Carya*, e *Pterocarya* scomparvero, per lo meno nell'Italia centro-settentrionale, durante il Pleistocene medio con la "glaciazione del Riss" (Paganelli, 1961a; 1961b; 1961c), mentre *Zelkova* invece scomparirà dall'Italia con la massima espansione glaciale würmiana ("Würm 3"), come è stato riscontrato a livello palinologico, da chi scrive (A.P.), in alcuni livelli dell'Italia nord-orientale.

Per l'Italia centrale sia dai dati palinologici che da quelli ottenuti col radiocarbonio, Follieri *et al.* (1986) osservarono che *Zelkova* era già scomparsa 31.300 anni b.P., corrispondente, in base ai reperti pollinici ottenuti, a un periodo steppico del glaciale würmiano.

Si deve inoltre far rilevare che le analisi polliniche eseguite sul sedimento hanno rilevato un aspetto di notevole importanza ai fini interpretativi, che è bene mettere subito in evidenza. Con l'analisi al microscopio si è avuto infatti modo di notare che alcuni granuli pollinici risultavano molto degradati mentre altri erano ben conservati; questi ultimi appartenevano ai componenti della flora forestale attuale e a *Zelkova* mentre quelli rovinati facevano parte tutti di una flora scomparsa durante il Pleistocene medio. Ciò ha portato a ipotizzare che i granuli pollinici rovinati potrebbero essere rimaneggiati, provenienti cioè da materiale più antico riportato in sospensione e quindi ridepositatosi insieme ai pollini delle piante esistenti nel periodo in cui avveniva la sedimentazione, cosa che in certi depositi si può riscontrare. Per differenziare quindi i pollini ben conservati dagli altri in Tabella 1 si sono indicati con un asterisco quelli rovinati.

Se si accetta l'ipotesi sull'origine secondaria degli sporomorfi rovinati, allora si deve interpretare il risultato palinologico di Forno di Zoldo senza considerare queste essenze forestali: e questa per chi scrive rappresenta l'ipotesi più accettabile. Il quadro pollinico delle AP che ne deriva ci indica un tipo di vegetazione con carattere continentale alpino per presenza di pollini di Larice, Pino mugo, Cembro, *Abies* oltre a Salice di tipo nano e Betulla.

Le specie termofile sono rappresentate solo da *Zelkova*, Carpino, *Corylus* e Quercia decidua, qualitativamente scarse rispetto alle altre essenze sopracitate. La presenza inoltre di pollini di *Efedra* insieme a *Chenopodiacee* e *Cariofillacee* rivelano un carattere steppico dell'ambiente, analogamente a quanto fu riscontrato in Italia centrale da Follieri *et al.* (1986) e nella zona di Revine di Vittorio Veneto da Paganelli *et al.* (1976).

Per quanto riguarda il polline di *Efedra*, c'è da aggiungere inoltre che la sua presenza (invero non scarsa) indica che la pianta viveva nelle immediate vicinanze, avendo il polline una limitatissima dispersione spaziale (dell'ordine di qualche metro), come fu riscontrato da Welten (1957): quindi il carattere steppico del sito viene anche confermato da questa peculiarità.

Concludendo quindi, tenendo esclusi i granuli pollinici asteriscati, si può ritenere che la sedimentazione dello strato limoso esaminato possa essere avvenuta in un periodo con clima freddo continentale e con caratteristiche steppiche del Pleistocene superiore. Inoltre la presenza di pollini di specie termofile rivela o l'esistenza di zone microclimatiche vicine, o anche di boschi a latifoglie temperate e presenti ma in zone lontane; e ciò verrebbe confermato sia in un caso che nell'altro, dalla scarsa rappresentatività dei rispettivi granuli pollinici.

Altra considerazione che si può dedurre dal risultato pollinico è il fatto che la presenza di pollini antichi di origine secondaria indica che nel bacino vallivo di Forno di Zoldo dovevano esistere depositi più antichi in cui fu archiviata la storia di una vegetazione ancora più antica della nostra, risalente al Pleistocene medio se non prima.

Se invece si vuole escludere che ci sia stata una deposizione secondaria dei pollini asteriscati, allora si può ipotizzare che la deposizione possa essere avvenuta durante il Pleistocene, comunque prima della "glaciazione rissiana" (Lona *et al.*, 1957; Paganelli, 1961b), cosa che, come già ricordato, è da ritenersi molto improbabile.

D'altronde l'ipotesi che il sedimento studiato debba essere attribuito ad una fase del glaciale würmiana verrebbe a concordare coi risultati ottenuti anche a livello geologico.

6. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Dall'insieme dei dati raccolti e delle interpretazioni esposte nei capitoli precedenti, in margine alla ricostruzione dell'evoluzione quaternaria del alta Val di Zoldo si possono trarre alcune considerazioni.

Una prima considerazione di carattere generale a commento dei dati raccolti è relativa alla notevole quantità di depositi che si rinvergono in relazione con la successione di eventi descritta. Questa definisce una generale condizione, per così dire, di "sovralluvionamento", che trova riscontro nei potenti spessori di depositi, distribuiti lungo il fondovalle principale e nelle valli laterali. Tale condizione è da mettere in relazione con una

serie di fattori, primo tra questi la elevata disponibilità di materiale mobile che caratterizza l'intero bacino. Questa prerogativa appare legata a sua volta alla elevata erodibilità di alcuni litotipi estesamente affioranti nel bacino stesso (unità anisiche, ladiniche e carniche) e alle condizioni di elevata tettonizzazione presenti nell'area. Il forte contrasto di erodibilità che si è venuto a determinare lungo l'incisione valliva principale, in relazione sia alla forte eterogeneità della successione stratigrafica, sia alla complessità dell'assetto strutturale, ha determinato un'evoluzione differenziata durante l'approfondimento erosionale. Il carattere differenziale del modellamento è stato poi esaltato dai processi di evoluzione successiva, tra i quali si possono includere i vistosi fenomeni gravitativi riconosciuti. L'interferenza reciproca di tutti questi fenomeni ha determinato ripetuti episodi di sbarramento della valle principale con conseguente formazione di invasi temporanei i quali hanno contribuito a rallentare o a trattenere temporaneamente il transito del materiale detritico (Fig. 14).

Interessanti risultano inoltre i dati emersi dallo studio relativo ai rapporti tra i ghiacciai secondari, tributari,

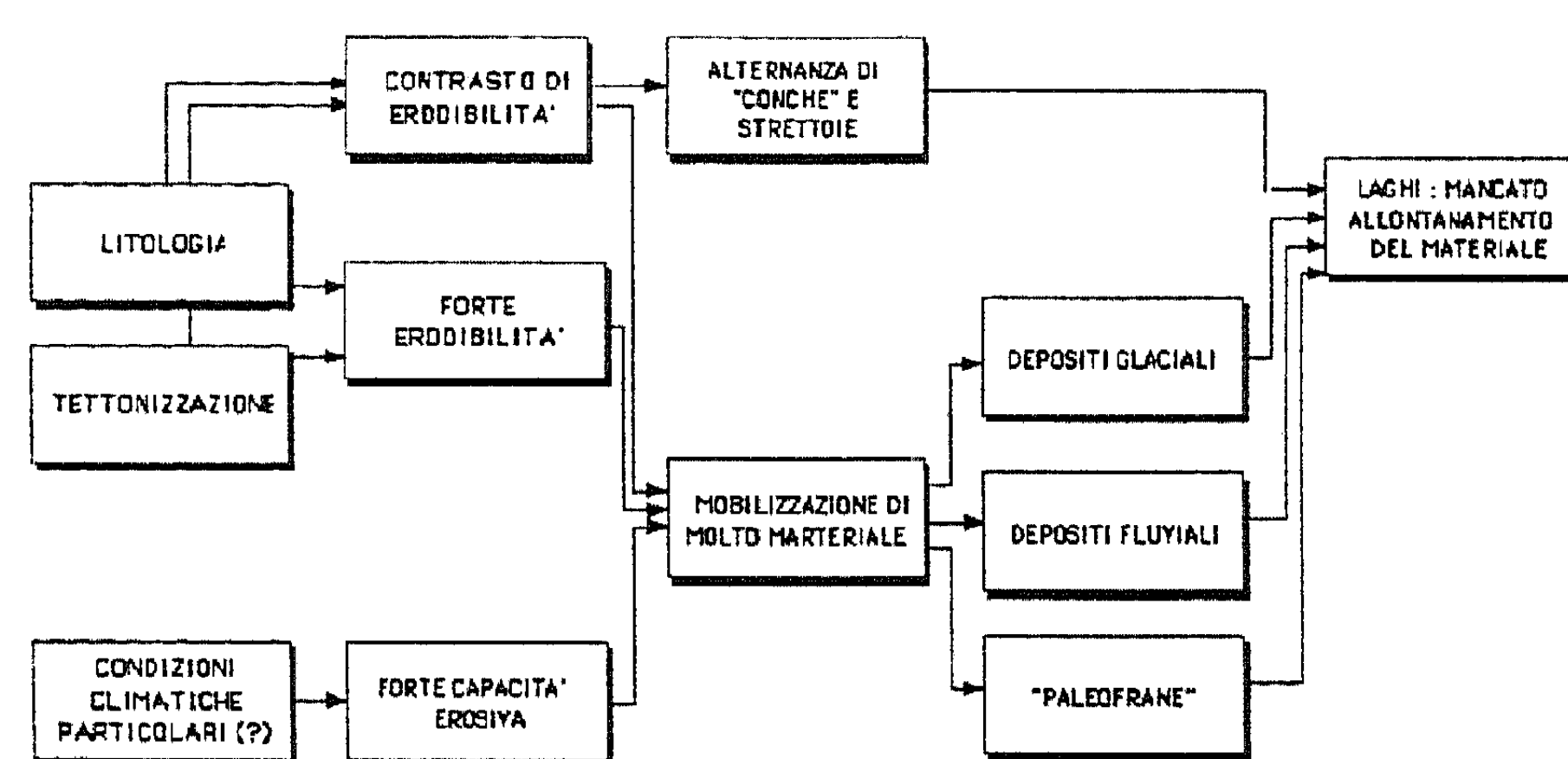


Fig. 14 - Schema di flusso dei processi che si sono sviluppati durante l'evoluzione quaternaria dell'alta Val di Zoldo.

Flow-diagram of the processes that occurred during the Quaternary evolution of the upper Zoldo Valley.

e quello principale, durante l'ultimo stadio glaciale in corrispondenza al massimo avanzamento durante il quale la fronte si è spinta fino poco oltre l'abitato di Forno di Zoldo. Anche se le accennate condizioni generalizzate di "sovralluvionamento" hanno impedito, nella maggior parte dei casi, di esaminare i rapporti tra le forme di erosione connesse rispettivamente con i primi e con il secondo, in quanto sepolte dai depositi fluviali successive, sulla base della distribuzione altimetrica dei depositi è stato tuttavia possibile ricondurre in questa fase tutti i ghiacciai laterali praticamente ad un unico livello di base. E' stato inoltre possibile accertare che questi sono sopravvissuti al ghiacciaio principale, abbandonando depositi sia all'interno delle loro incisioni vallive che nella valle principale. La situazione descritta risulta congruente con il fatto che i bacini tributari in questione, anche se non si sviluppano a quote elevate, sono esposti a Nord.

Sulla base della distribuzione altimetrica e dei rapporti geometrici che questi depositi presentano nei confronti di quelli legati a episodi glaciali precedenti delle stesse

valli tributarie, ed in base agli elementi di datazione raccolti per i depositi della valle principale, gli ultimi stadi mostrano di essersi verificati durante il Pleistocene superiore.

Alcune considerazioni possono essere fatte in merito alla mobilità intercorsa durante l'intervallo di tempo

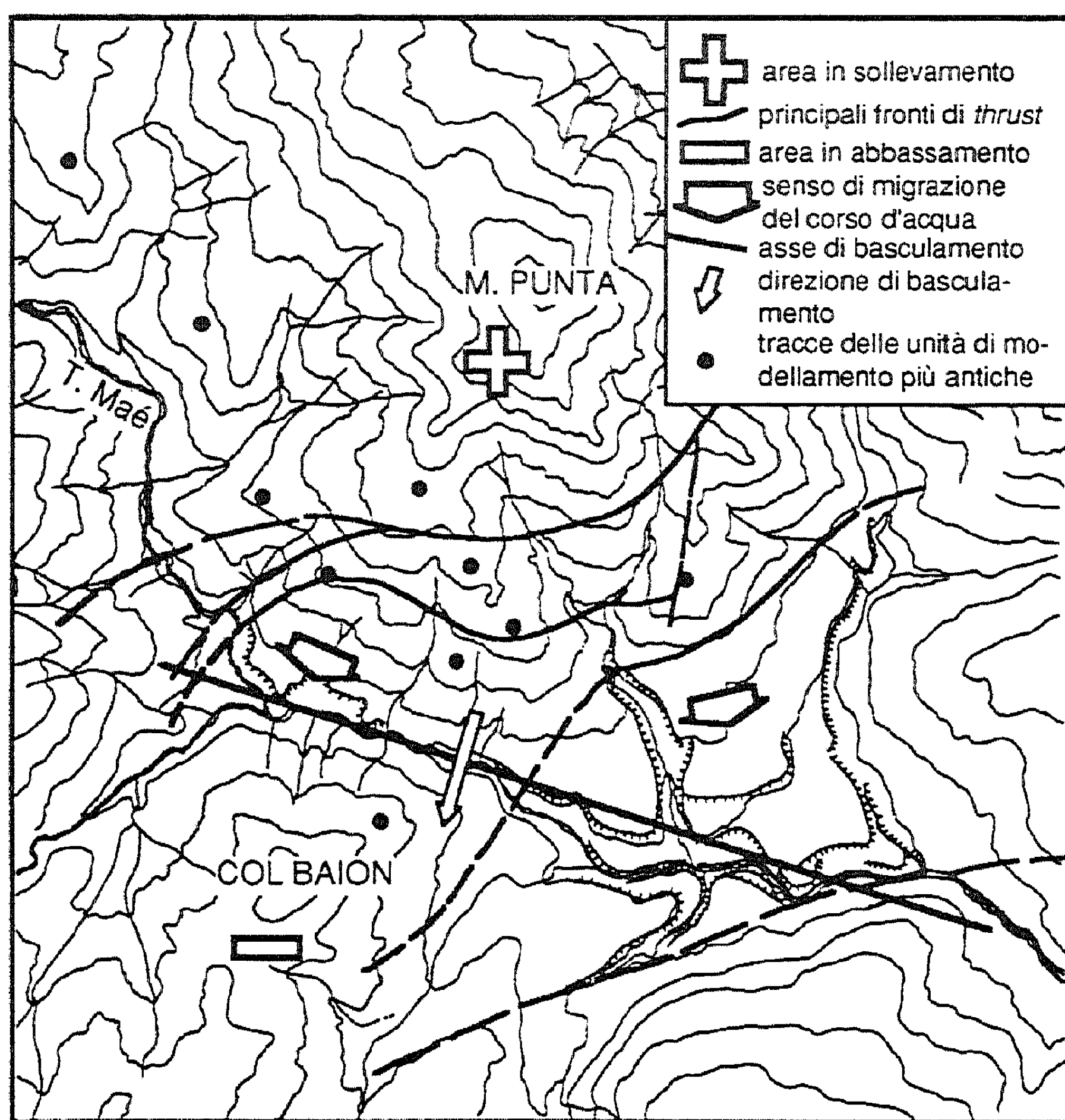


Fig. 15 - Schema dell'assetto neotettonico areale ipotizzabile dalla ricostruzione dell'evoluzione quaternaria della Valle di Zoldo nel tratto compreso tra Dont e Forno di Zoldo.

Neotectonic sketch map based on the reconstruction of the Zoldo Valley Quaternary evolution between Dont and Forno di Zoldo.

testimoniato dall'evoluzione descritta. Nel tratto di valle che si sviluppa dalla confluenza del T. Duràm (località Dont) alla diga di Ponteséi, si assiste, nell'intervallo di tempo considerato, ad una continua migrazione del ghiacciaio principale verso il versante destro della valle, cioè verso Sud; il fenomeno è documentato dalla conservazione sul versante sinistro di tutte le unità più antiche, mentre le corrispondenti tracce sul versante destro sono mal definite (Fig. 15). La distribuzione delle superfici terrazzate più recenti nella conca di Forno di Zoldo, conservate prevalentemente in sinistra, e la conseguente tendenza a migrare verso destra del corso d'acqua, potrebbero trovare una spiegazione analoga, anche se è probabile che in questa tendenza evolutiva del Maè abbia giocato un ruolo importante l'ingente trasporto solido del torrente il Gav, tributario di sinistra. Il T. Maresòn dal canto suo, nella sua evoluzione recente, è andato invece migrando sistematicamente verso destra. Allo sbocco di tutti i tributari, sul versante sinistro, infine, sono presenti profonde incisioni, veri e propri orridi e forre, assenti invece sul versante opposto, modellato nei medesimi litotipi. Il loro modellamento è in tutti i casi posteriore all'ultima pulsazione glaciale locale, quindi olocenico. Tale evoluzione rappresenterebbe la prosecuzione

di un trend già in atto in precedenza, testimoniato dalla citata, sistematica migrazione del ghiacciaio principale verso il versante destro, registratasi nell'intervallo di tempo precedente.

Considerando l'insieme di tali fenomeni, questi risultano coerenti tra loro, sia da un punto di vista spaziale che temporale, sembrando indicare un basculamento del settore settentrionale (M. Punta, versante sinistro idrografico) rispetto quello meridionale (Col Baiòn e settore destro idrografico).

Non sono attualmente disponibili elementi sufficienti per stabilire il collegamento tra questo fenomeno e l'assetto strutturale complessivo. Il basculamento potrebbe essere imputabile all'evoluzione recente della struttura complessa "Anticlinale del M. Rite"- "Linea delle Rocchette": l'asse del movimento corrisponderebbe all'elemento di raccordo, di natura non meglio precisabile perché mascherato dai depositi di fondovalle, tra le due strutture.

L'importante sistema di dislocazioni ad andamento diretto circa N-S, costituito da un fascio di faglie circa verticali, in corrispondenza al quale è modellato il tratto di valle con la stessa direzione tra Fusine e Dont, avrebbe mantenuto la propria funzione di svincolo nei confronti della situazione strutturale descritta, già svolta in precedenza.

Un altro dato che sembra confermare il controllo tettonico sull'evoluzione morfologica, esercitato da questo fascio di dislocazioni, è la presenza di un pronunciato cambiamento di pendenza (*nick point*) che caratterizza il profilo longitudinale dell'asse vallivo principale nel tratto compreso tra Dont e la confluenza con il Ru Canazzè (Fig. 3).

RINGRAZIAMENTI

Gli autori desiderano ringraziare G. Orombelli e G. B. Pellegrini per l'attenta rilettura critica del testo e per gli importanti suggerimenti forniti.

BIBLIOGRAFIA

Substrato prequaternario

- Bianchin G. & Semenza E., 1965 - *Studi geologici nello Zoldano meridionale*. Annali Univ. Ferrara, 1(2), 27-57, Ferrara.
- Castiglioni B., 1930 - *Osservazioni geologiche nel gruppo della Civetta (Alpi Dolomitiche)*. Atti Acc. Veneto-Trentina-Istriana, XXI, 37-45, Città di Castello.
- Castiglioni B., 1931 - *Il gruppo del Civetta (Alpi Dolomitiche)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 9, 83 pp., Padova.
- Castiglioni B. et al., 1940 - *Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio 12, Pieve di Cadore*, Uff. Idrogr. del Magist. delle Acque, Venezia.

- Dogliani C., 1987 - *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy)*. J. Geol., **9**(2), 181-193, U. K.
- Farabegoli E. & Guasti M., 1980 - *Anisian lithostratigraphy and paleogeography of M. Rite (Cadore, Southeastern Dolomites)*. Riv. Ital. Paleont., **85**(3-4), 909-930, Bologna.
- Farabegoli E., Pisa G. & Ott E., 1977 - *Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'Alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **95**, 659-703, Roma.
- Farabegoli E. & Viel G., 1982 - *Litostratigrafia della formazione di Werfen (Trias inf.) delle Dolomiti occidentali*. L'industria mineraria, **6**, 3-14, Roma.
- Farabegoli E., Levanti D., Perri M.C. & Veneri P., 1984 - *M. Bivera Formation: an atypica Middle Triassic «Rosso Ammonitico» facies from Southern Alps*. Giorn. Geol., **46**, 33-46, Bologna.
- Fois E. & Gaetani M., 1980 - *The northern margin of Civetta buildup. Evolution during the Ladinian and the Carnian*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **86**, 469-542, Milano.
- Giannolla P., Prosser G. & Siorpaes C., 1988 - *La successione terrigena ladino-carnica di Passo Duràn (Dolomiti Belluno): un'ipotesi di lavoro*. Rend. Soc. Geol. It., **11**, 217-220, Roma.
- Leonardi P., 1934 a - *Cenni sulla tettonica della Valle Zoldana*. Atti Soc. Ital. Progr. Scienze, XXII Riun., **9**, Pavia.
- Leonardi P., 1934 b - *Sulla Tettonica della conca di Zoldo nelle Dolomiti*. Atti R. Ist. Ven. Sc. Lett. Arti, tomo XCIII, Venezia.
- Ott E., Pisa G. & Farabegoli E., 1980 - *Celyphia zoldana sp. n., a reef building Sphinctozoon sponge in Anisians limestones of the Southeastern Dolomites*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **85** (3-4), 829-842, Milano.
- Pisa G., Farabegoli E. & Ott E., 1979 - *Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'Alta Val di Zoldo (Dolomiti sud-orientali)*. Mem. Soc. Geol. Ital., **18**, 63-92, Roma.
- Pisa G., Marinelli M. & Viel G., 1980 - *Infraraibl Group: a proposal (Southern Calcareous Alps, Italy)*. Riv. Ital. Paleont., **85** (3-4), 983-1002, Milano.
- Rossi P.L., Viel G. & Simboli G., 1976 - *Significato paleogeografico e magmatico-tettonico della serie vulcanica vulcano-clastica ladinica superiore nell'area del Monte Civetta*. Boll. Soc. Geol. Ital., **95**, 433-458, Roma.
- Siorpaes C. & Giannolla P., 1991 - *Stratigrafia triassica del versante settentrionale delle cime di San Sebastiano (Dolomiti orientali)*. Rend. Soc. Geol. It., **14**, 155-156, Roma.
- Semenza E., 1981 - *Foglio 12 Cortina d'Ampezzo - In Castellarin A. - Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1: 200.000)*. Prog. Final. Geodin., Pubbl. n. 441, 55-59, Roma.
- Viel G., 1979 - *Litostratigrafia Ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitica-Cadorina (Alpi Meridionali)*. Riv. Ital. Paleont., **85**(1), 85-125; **85**(2), 297-352, Milano.

Copertura Quaternaria

- AIQUA, 1982 - *Relazione sul tema: Il Pleistocene medio in Italia*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **5**, 242-243, Torino.
- Brugner W., Cargnel G. & Valdinucci A., 1975 - *I dissesti causati dall'alluvione del novembre 1966 nella provincia di Belluno*. Boll. Ser. Geol. d'Italia, **XCVI-I**, 221 pp., Roma.
- Castiglioni B., 1930 - *Tracce glaciali postwürmiane nelle Dolomiti*. Atti Soc. Progr. Scienze, XIX Riun., **2**, 3-4, Roma.
- Castiglioni B., 1931 - *Formazioni quaternarie ed attuali - In - Il gruppo del Civetta (Alpi Dolomitiche)*. Mem. Ist. Geol. Uni Padova, **9**, 71-83, Padova.
- Castiglioni B. et al., 1940 - *"Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio 12, Pieve di Cadore"*, Uff. Idrogr. del Magist. alle Acque, Venezia.
- Castiglioni G. B., 1968 - *Depositi morenici*. - In Leonardi P. et al. - *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave*. 389-399, Manfrini, Rovereto.
- Leonardi P., 1937 - *Notizie sui depositi morenici würmiani e postwürmiani delle Valli di Zoldo, Zoppè e Cibiana (Dolomiti Orientali)*. Boll. Com. Glaciol. Ital., **17**, 3-18, Torino.
- Moscariello A., 1990 - *Ricostruzione dell'evoluzione quaternaria dell'alta Val di Zoldo (Belluno)*. Tesi di Laurea ined., Università di Torino.
- Moscariello A., 1992 - *Carta dei processi geomorfologici dell'alta Val di Zoldo con indicazione dei sentieri. Guida illustrativa*. Com. Mont. Cad. Long. Zoldano. Tip. Tiziano. Pieve di Cadore.
- Moscariello A. & Calzavara S., 1992 - *Indagine dendrocronologica su un tronco di abete rosso in depositi colluviali presso Pécol (Val di Zoldo, Belluno)*. Il Quaternario, **5**(2), 173-180, Napoli.
- Moscariello A., Belluomini G., Carraro F., Manfra L., Olive P. (in preparazione) - *Fenomeni gravitativi olocenici nell'alta Valle di Zoldo*.
- Panizza M., 1972 - *I depositi quaternari e l'evoluzione geomorfologica della conca di Forno di Zoldo (Dolomiti Orientali)*. St. Trent. Sc. Nat., Sez. A, **XLIX**, 1, 96-106, Trento.
- Panizza M., 1973 - *Glacio pressure implications in the production of landslides in the Dolomitic area*. Geol. Appl. e Idrogeol., **VIII**, parte I, 289-297, Roma.
- Penck A. & Brückner E., 1909 - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Chr. Herm. Tauchnitz, **3**, 954-958; 981-983, Leipzig.
- Taramelli T., 1883 - *Note illustrative alla Carta Geologica della provincia di Belluno rilevata negli anni 1877-81*. Premiata Tipografia F.lli Fusi, Pavia.

Altri lavori citati nel testo

- Castiglioni G.B., 1979 - *Geomorfologia*. UTET, 436 pp., Torino.
- Concini (de) C., Florentiis (De) N., Gatto G.O. & Illiceto V., 1980 - *Movimenti attuali nelle Alpi orientali rilevati mediante livellazioni ripetute*. Mem. Soc. Geol. It., **34**, 53-66.
- Follieri M., Magri D., Sadori L., 1986 - *Late Pleistocene Zelkova extinction in Central Italy*. New Fycol., **103**, 269-273.
- Lona F. & Follieri M., 1957 - *Successione pollinica della serie superiore (Günz-Mindel) di Lefte (Bergamo)*. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, **34**, 86-98.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983 - *North American Stratigraphic Code*. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **67**, n° 5 (May 1983), 841-875.
- Paganelli A. & Moretto M.G., 1976 - *Analisi polliniche di Revine*. In: AA.VV. - *Un deposito Tardowürmiano con tronchi subfossili alle fornaci di Revine (Treviso)*. Boll. Comit. Glac. It., **24**, 54-60.
- Paganelli A., 1961a - *Ricerche sul Quaternario della Pianura Padana. II. Analisi polliniche di sedimenti torbo lacustri di Ca Marcozzi (Delta Padano)*. Rend. Ist. Sci. Camerino, **2**(1), 83-96.
- Paganelli A., 1961b - *Il graduale impoverimento della flora forestale nel Quaternario della Pianura Padana*. N. Giorn. Bot. It., n.s., **68**(1-2), 109-117.
- Paganelli A., 1961c - *Lineamenti paleobotanici del Pleistocene inferiore nel territorio Umbro-Marchigiano*. Arch. Bot. e Biogeogr. It., **37**, 4 s., **6**, 4, 3-8.
- Reineck H. E. & Singh I. B., 1980 - *Glacial environment*. In: *Depositional Sedimentary Environments*, 81-208, Springer-Verlag, Heidelberg.
- Welten M., 1957 - *Über des glaziale und spätglaziale Vorkommen von Ephedra am nordwestlichen Alpenrand*. Ber. Schweiz. Bot. Ges., **67**, 33-54.

Manoscritto ricevuto il 24. 8. 1992
 Inviato agli Autori per la revisione il 20.10.1992
 Testo definitivo ricevuto il 28. 4. 1993