

## Le grandi frane pleistoceniche di Marziai e dei Collesei di Anzù e loro effetti sull'evoluzione geomorfologica e paleoidrografica della Valle del Piave nel Canale di Quero (Prealpi Venete)

Giovanni Battista PELLEGRINI<sup>1</sup>, Nicola SURIAN<sup>2\*</sup>, Diego ALBANESE<sup>1</sup>, Andrea DEGLI ALESSANDRINI<sup>1</sup> & Rodolfo ZAMBRANO<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova, Via Giotto 1, I-35122 Padova

<sup>2</sup>Dipartimento di Geografia, Università di Padova, Via del Santo 26, I-35123 Padova

\*E-mail dell'Autore per la corrispondenza: [nicola.surian@unipd.it](mailto:nicola.surian@unipd.it)

**RIASSUNTO** - *Le grandi frane pleistoceniche di Marziai e dei Collesei di Anzù e loro effetti sull'evoluzione geomorfologica e paleoidrografica della Valle del Piave nel Canale di Quero (Prealpi Venete)* - L'indagine della Valle del Piave, nel tratto tra Busche e Quero, ha permesso di riconoscere la presenza di due grandi frane di età quaternaria. Gli effetti geomorfologici sulla idrografia regionale di questi fenomeni gravitativi, che hanno determinato la formazione del Lago di Marziai, erano sfuggiti agli studiosi che in precedenza avevano posto la loro attenzione su quest'area. Le ricerche di campagna si sono basate su un rilevamento che ha portato alla realizzazione di una Carta Geomorfologica di dettaglio. Lo studio geofisico, affiancato da una serie di sondaggi meccanici, ha permesso di riconoscere l'andamento del fondo roccioso e della distribuzione dei depositi quaternari sepolti delle tre valli che aggirano il M. Miesna. L'indagine palinologica ha fornito i dati per una ricostruzione paleoambientale del fondovalle del Canale di Quero dal Pleistocene superiore all'Olocene e le indicazioni per collocare temporalmente le frane nella prima fase della deglaciazione alpina. Si è riconosciuta, a monte dell'anfiteatro di Quero, la presenza di due laghi, il Lago di Quero, determinato da una soglia in roccia, e quello di Marziai, determinato dalla frana omonima e da quella dei Collesei di Anzù. Il riempimento del Lago di Marziai, considerando le sue notevoli dimensioni (circa 20 km di lunghezza), è stato molto rapido, essendosi realizzato nell'intervallo di tempo indeterminato compreso tra 17.000 e 15.000 anni B.P. Il livello di base costituito dall'accumulo della frana di Marziai ha condizionato l'evoluzione del corso del Piave nel Vallone Bellunese e nel Canale di Quero.

**SUMMARY** - *The Marziai and Collesei di Anzù Pleistocene landslides and their effects on the geomorphological and paleohydrographical evolution of the Piave Valley (Quero Canyon - Venetian Pre-Alps)* - The present study, which regards the Piave Valley from Busche to Quero, has allowed the identification of two large landslides of Quaternary age. Those gravitational phenomena, which caused the formation of the Marziai Lake, had remarkable geomorphological effects on river courses, effects ignored by previous researchers. Different methods were employed in the research. The field survey allowed the construction of a detailed geomorphological map. The geophysical investigation, together with several drillings, allowed the identification of the bedrock and of the Quaternary deposits which are buried within the three valleys that surround the Mt. Miesna. Through a palinological analysis it was possible to reconstruct the environment of the Quero Canyon during the Upper Pleistocene - Holocene and to have evidence that the gravitational phenomena occurred in the first phase of the alpine deglaciation. Two lakes have been identified upstream of the Quero end moraine system: the Quero Lake, caused by a bedrock outcrop in the valley bottom, and the Marziai Lake, caused by Marziai and Collesei di Anzù landslides. Considering the remarkable size of the Marziai Lake (about 20 kilometres in length) there is evidence of high sedimentation rates since the basin was completely filled, likely, between 17,000 and 15,000 years B.P. Finally, the base level represented by the accumulation of the Marziai landslide had remarkable effects on the evolution of the Piave River in the Vallone Bellunese and in the Quero Canyon.

*Parole chiave:* geomorfologia regionale, frane, depositi lacustri, Pleistocene superiore, Valle del Piave, Prealpi Venete

*Key words:* regional geomorphology, landslides, lacustrine deposits, Upper Pleistocene, Piave Valley, Venetian Pre-Alps

## 1. INTRODUZIONE

Durante il Pleistocene Superiore, quando il ghiaccio del Piave si ritirò dall'anfiteatro morenico di Quero verso l'area dolomitica (Brüchner 1909; Castiglioni 1940), nel tratto di valle che attraversa le Prealpi Bellunesi si verificarono alcune grandi frane, messe in evidenza e cartografate in un rilevamento geomorfologico di dettaglio oggetto del presente lavoro. Fra queste si distinguono, per le loro dimensioni e per gli effetti morfologici che hanno determinato nella idrografia della valle, la frana di Marziai, studiata da Gortani (1953), e quella dei Collesei di Anzù, indagata da Dal Piaz (1912). Gli Autori appena citati esaminarono le due frane solo marginalmente, senza definirne l'età e la posizione stratigrafica rispetto ai depositi glaciali e fluviali che le circondano.

Il presente studio si propone di ricostruire l'evoluzione geomorfologica della Valle del Piave nel Canale di Quero dal ritiro del ghiacciaio pleistocenico a oggi e di definire meglio l'età delle frane, utilizzando anche le conoscenze acquisite nel corso di numerosi anni d'indagine nel Vallone Bellunese (Pellegrini & Surian 1994; Pellegrini 2000) e in particolare nelle recenti ricerche sui rapporti fra le frane e la deglaciazione alpina nel Vallone Bellunese (Pellegrini *et al.* 2006).

La ricerca si è basata su vari metodi d'indagine: rilevamento geomorfologico, indagini geofisiche, sondaggi meccanici, datazioni radiometriche e analisi polliniche. In particolare, si è cercato di definire l'età dei depositi di frana e dei sedimenti lacustri presenti a monte dell'anfiteatro morenico di Quero e degli accumuli delle due frane. Si è voluto riconoscere, mediante l'indagine geofisica, l'andamento del substrato roccioso e individuare i depositi presenti nel sottosuolo, delimitandoli nella loro distribuzione verticale e areale. Nel rilevamento geomorfologico si sono cartografati in dettaglio i depositi glaciali e singlaciali di fondovalle relativi alle prime fasi della deglaciazione. Nonostante i problemi nell'impiego dei comuni metodi di datazione, si è riusciti ugualmente a ricostruire, grazie all'integrazione con altri dati ed evidenze (geomorfologiche, stratigrafiche, geofisiche, palinologiche), una cronologia piuttosto affidabile degli eventi franosi, e in base all'analisi pollinica si è potuto stabilire che le frane si sono verificate durante le prime fasi della deglaciazione alpina tra 17.000 e 15.000 anni B.P. Ne consegue che il tempo di risposta dei versanti al ritiro delle masse glaciali dalla valle è stato relativamente molto breve, considerando anche come ipotesi concomitante che la tettonica possa aver condizionato l'instabilità dei versanti in un periodo caratterizzato da diminuzioni di carico (scomparsa di grandi masse glaciali) e da isostasia glaciale.

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA DI STUDIO

Nel tratto medio-inferiore del suo corso, il Piave, lasciata l'ampia valle sinclinale del Vallone Bellunese, si dirige verso la pianura attraversando normalmente la catena Grappa - M. Tomatico - M. Cesen - Col Visentin delle Prealpi Venete (Fig. 1). Tale catena è caratterizzata da una struttura anticlinale, con direzione inizialmente NE, che varia gradatamente verso nord con un'ampia curvatura fino a disporsi N-S. L'andamento del rilievo riflette fedelmente la disposizione degli strati di questa piega asimmetrica, il cui fianco settentrionale, rivolto verso la sinclinale di Belluno, è normalmente più blando rispetto a quello meridionale molto inclinato o rovesciato (Costa *et al.* 1996).

All'imbocco del Canale di Quero, nei dintorni del M. Miesna, la direzione prevalente degli strati è est-ovest, mentre sul versante settentrionale del M. Telva, a nord di Nemeggio, prevalgono direzioni N 60° E. L'immersione è costantemente rivolta verso nord; l'inclinazione varia da un minimo di qualche grado a un massimo di 35°-40° (Fig. 2).

Ad esclusione dei sedimenti terziari del Flysch di Belluno, prevalentemente terrigeni, collegati al settore più occidentale della sinclinale di Belluno, nell'area in esame affiorano essenzialmente rocce carbonatiche mesozoiche, paleogeograficamente collegabili all'area di transizione tra la Piattaforma Trentina e il Bacino di Belluno (Bosellini *et al.* 1981). Le unità litostratigrafiche presentano caratteri ascrivibili alle due zone, con tipiche litofacies di transizione. La dolomitizzazione ha inoltre interessato quasi completamente la successione stratigrafica dal Lias inferiore all'Oxfordiano.

La serie stratigrafica è costituita dai Calcari Grigi del Lias inferiore, dalle dolomie della Formazione di Schievenin (Lias p.p.), dai calcari con abbondante selce scura della Formazione di Igne (Toarciano-Aaleniano), dalle calcareniti oolitiche del Calcare del Vajont (Bajociano-Calloviano p.p.), dai calcari selciferi lastriformi della Formazione di Fonzaso (Calloviano sup. - Oxfordiano), dai calcari nodulari del Rosso Ammonitico superiore (Kimmeridgiano-Titoniano p.p.), dai calcari micritici biancastri del Biancone (Titoniano p.p. - Cenomaniano p.p.) e dai calcari lievemente marnosi della Scaglia Rossa (Turoniano - Eocene inferiore) (Preziosi 1986; Princivalle 1989; Costa *et al.* 1996).

Nella carta geomorfologica allegata queste unità stratigrafiche sono state riunite seguendo criteri geomorfologici in tre gruppi litologici, in base al loro grado di resistenza ai processi di degradazione e di erosione. Questa distinzione rende più semplice la lettura della carta dal punto di vista morfo-litologico.

Nella parte mediana del Canale di Quero, l'asse

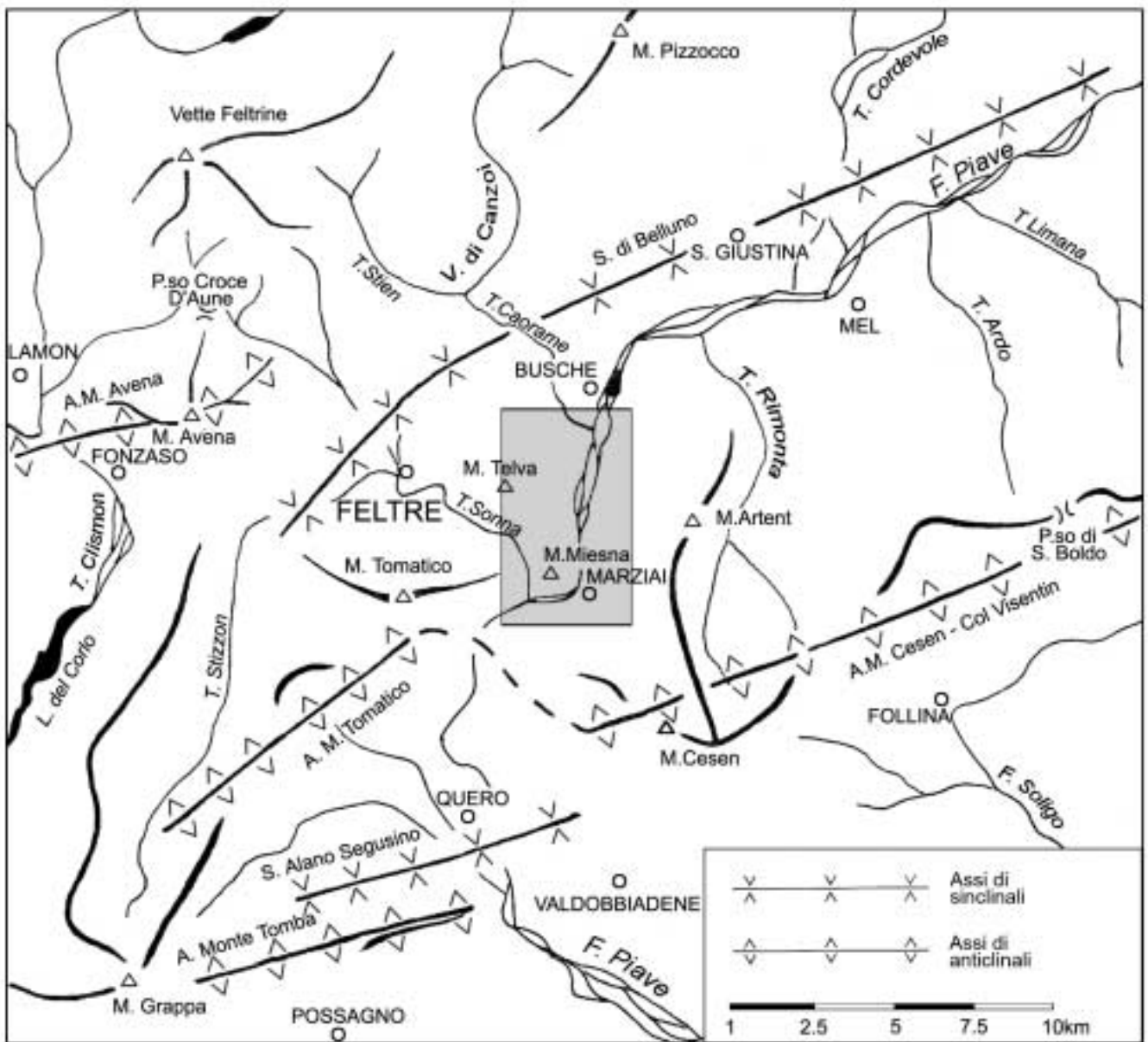


Fig. 1 - Rappresentazione oro-idrografica, con elementi strutturali, dell'area esaminata (in grigio) e dell'area circostante.  
 Fig. 1 - Physiographic and structural features of the study area (in grey) and of the surrounding region.

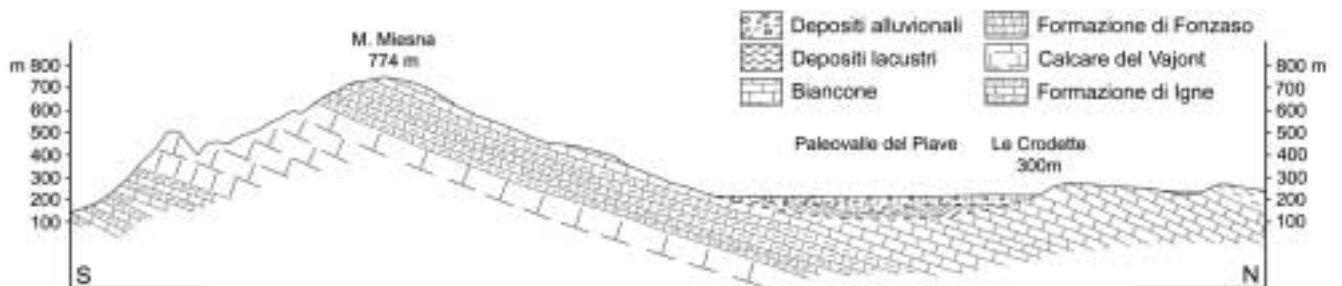


Fig. 2 - Profilo geologico attraverso il M. Miesna e la paleovalle del Piave.  
 Fig. 2 - Geological section across the Mt. Miesna and the paleovalley of the Piave River.

della anticlinale M. Grappa - Col Visentin presenta un brusco cambiamento, passando da una direzione N 40° E, in corrispondenza del M. Tomatico, a quella di circa N 60° E nella zona del M. Cesen - Col Visentin. Il passaggio fra le due zone corrisponde alla depressione valliva del Piave e del Sonna; tale situazione rende difficile riconoscere la presenza di probabili faglie responsabili dell'impostazione iniziale delle valli a partire dal Miocene superiore. Le faglie più significative si rilevano nelle aree circostanti e hanno una direzione NNE-SSW, uguale a quella del tratto iniziale della valle trasversale del Piave (faglia del T. Stizzon e faglia di Schievenin, attive a partire dal Lias e riattivate poi in regime compressivo durante il Neogene). La loro importanza risiede nel ruolo che esse hanno avuto, durante la fase compressiva del sollevamento dei rilievi prealpini, nel favorire l'erosione lineare dei corsi d'acqua ad andamento trasversale, essendosi riattivate proprio in questa fascia che racorda la Ruga Trentina, a ovest, con il Bacino Bellunese, a est (Zanferrari *et al.* 1982).

### 3. EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA DELLA VALLE DEL PIAVE NEL CANALE DI QUERO DURANTE L'ULTIMA MASSIMA ESPANSIONE GLACIALE E LA DEGLACIAZIONE ALPINA

#### 3.1. *Idrografia precedente l'ultima massima espansione glaciale*

Mentre, dunque, durante la fase tardo-pliocenica andavano prendendo forma definitiva tutte le maggiori strutture di quest'area, la rete idrografica regionale, che convogliava qui gran parte delle acque provenienti dalla regione dolomitica, manteneva come via di scarico verso la pianura il Canale di Quero, dando forma a una delle maggiori valli antecedenti che attraversano la dorsale prealpina. Le ricerche condotte nella conca di Ponte nelle Alpi e nella Valle Lapisina (Pellegrini & Zambrano 1979) hanno chiarito che le acque del Piave, provenienti dal Cadore, defluirono con continuità verso il Vallone Bellunese e quindi nel Canale di Quero solo dopo il ritiro dei ghiacciai pleistocenici, e precisamente dopo lo sbarramento della Valle di S. Croce determinato dalla frana di Fadalto (Pellegrini *et al.* 2006).

Nel Canale di Quero confluiscono anche le acque provenienti dal T. Sonna e dal T. Stizzon, che percorrono valli ereditate dalla paleoidrografia di questo settore del Feltrino (Fig. 3). Secondo alcuni autori, fra cui Schwinner (1923), Ortolani (1932), Venzo (1944) e più recentemente Tessari (1973), la valle che unisce la conca di Fonzaso a quella di Feltre, e che prosegue nell'attuale Valle del T. Sonna, fu percorsa non solo da un ramo del ghiacciaio pleistocenico del Brenta-

Cismon, ma, in un periodo precedente all'ultima glaciazione, anche dalle acque del Brenta provenienti dalla Valle di Fastro, oggi asciutta e posta a sud-ovest del paese di Arsiè.

Possiamo concludere dicendo che il Canale di Quero fu percorso con continuità solo dalle acque provenienti dall'Agordino, in quanto il ramo cadorino del Piave si diresse anche verso la Val Lapisina.

#### 3.2. *Il Canale di Quero*

La morfologia attuale del Canale di Quero è il risultato di complesse vicende morfologiche del passato, determinate non solo dagli eventi tettonici e strutturali ma anche dalla paleoidrografia e da tutti quei processi che durante il Pleistocene concorsero, insieme ai ghiacciai, a modificare profondamente la morfologia del fondovalle.

Chiare tracce di forme e di depositi glaciali, specialmente dell'ultima massima espansione glaciale, verificatasi fra i 21.000 e i 18.000 anni BP (Fliri 1988; van Husen 1997), si rinvengono sia sui versanti che in prossimità del fondovalle (Fig. 4). Al di sopra dei 1000 metri (vedi Carta Geomorfologica allegata) non si sono mai trovati clasti di sicura origine glaciale. La quota più elevata alla quale è stato trovato con certezza materiale trasportato dal ghiacciaio è di 950 m, presso Case Costa Moldea di sopra, sul versante sinistro della Valle del Piave. Questo versante presenta forme certe di modellamento glaciale come i ripiani di erosione su cui sorge l'abitato di Stabie (522 m) e alcuni argini ben delineati, posti a quote diverse, che testimoniano tappe del progressivo ritiro delle masse glaciali, con varie soste. La potenza dei depositi glaciali varia da pochi metri a più di trenta come nei dintorni di Stabie. Si tratta di materiale costituito da ciottoli di dimensioni varie, immersi in una matrice limoso-sabbiosa. La litologia dei ciottoli è molto varia: abbondanti sono quelli di calcare bianco con selce nera (Biancone), di arenarie, di dolomie, di marne (Scaglia Rossa). Meno frequenti, ma utili per l'identificazione della natura di questi depositi, sono i ciottoli di Pietra Verde del Cadore, di calcari nummulitici del Vallone Bellunese e di rocce scisto-cristalline del Comelico e dell'Agordino.

Sul versante destro della Valle del T. Sonna, in località Case Pracorf (829 m) e a una quota inferiore (650 m), si incontrano due superfici in roccia modellate dal passaggio del ghiacciaio, come provano alcune striature e dei ciottoli di sicura provenienza glaciale.

Sul M. Miesna, alle quote più elevate, non sono stati trovati depositi glaciali estesi e potenti, ma sono frequenti i ciottoli di origine glaciale. Alla sommità di questo rilievo monoclinale si riconoscono superfici di spianamento glaciale e dossi montonati. Sicuramente, come è anche deducibile da un confronto fra la quota

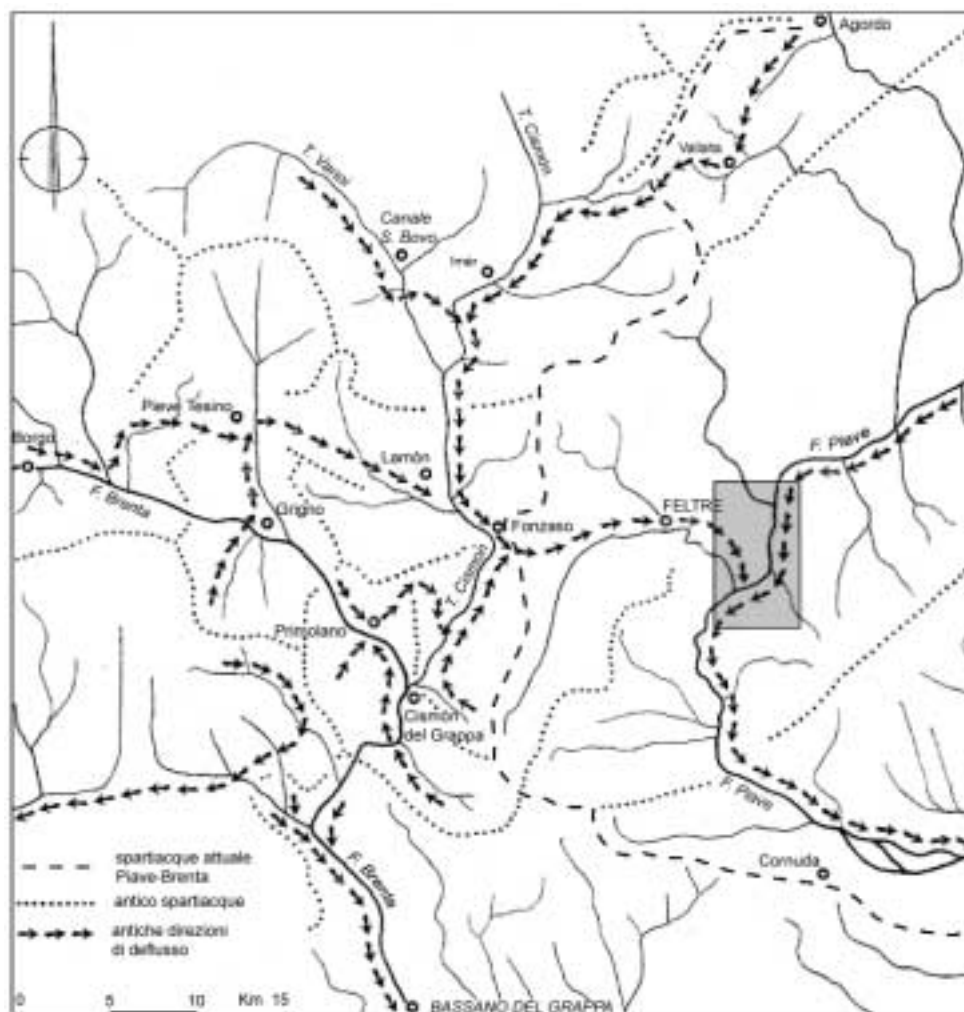


Fig. 3 - Antica idrografia del Feltrino e della Valsugana secondo R. Schwinner (1923) e F. Tessari (1973) (modificato).  
 Fig. 3 - Old stream network in the Feltre - Valsugana area according to R. Schwinner (1923) and F. Tessari (1973) (modified).

massima raggiunta dai ghiacciai in quest'area e le quote topografiche, il ghiacciaio del Piave, nel periodo di massima espansione, copriva interamente questo rilievo.

I solchi vallivi principali presentano una sezione trasversale a U, in parte mascherata dai depositi alluvionali di fondovalle che testimoniano un rimodellamento glaciale per esarazione sui fianchi e sul fondo dei solchi vallivi preesistenti. La tipica spalla glaciale del versante destro della Val Sonna ha, come corrispondente sul versante sinistro della valle, la spianata nei dintorni del monastero dei SS. Vittore e Corona.

Nel materiale glaciale rimasto su questa spalla e in quello rinvenuto in località Rivalunga, sopra Villapaiera, si sono trovati ciottoli di porfidi, presumibilmente provenienti dalla Piattaforma porfirica Atesina, che costituiscono, come già affermato da Fratini (1883) e da G. Dal Piaz (1896), una delle prove della confluenza del ghiacciaio del Cison - Brenta in quello del Piave.

Frequenti dossi montonati si trovano sulle propaggini settentrionali del M. Telva, tra Busche e Zermen, modellati nella Scaglia Rossa e allungati in direzione N 60° E, limitati da scarpate subverticali. Un sistema di fratture con direzione N 60°-70° E deve aver condizionato l'orientamento di queste forme.

Una coltre di depositi glaciali continua e poco potente, interrotta solo dall'incisione del T. Caorame, ricopre una vasta zona a nord della S.S. n. 50.

Nei dintorni di Marziai, in corrispondenza dell'ampia curvatura del Canale di Quero, che qui si dispone da N-S a NE-SW, si è depositato, sul versante sinistro della valle, un potente accumulo di materiale glaciale, poi parzialmente ricoperto da detriti di versante e quindi modellato dall'azione erosiva di alcuni piccoli corsi d'acqua. Si sono così isolati tre caratteristici cocuzzoli situati in località Secele, intorno a quota 330 metri. L'esame delle forme ci permette di ricostruire un argine, mantenutosi nel tempo data la sua posizione a riparo dall'erosione fluviale.



Fig. 4 - Il ghiacciaio del Piave durante l'ultima massima espansione glaciale (da Castiglioni 1940, modificato).

Fig. 4. The Piave glacier during the last glacial maximum (from Castiglioni 1940, modified).

Malgrado la rilevanza del deposito, non sembra possibile attribuire allo stesso un particolare significato morfologico, ma solo considerarlo la testimonianza di un momento di sosta durante il ritiro del ghiacciaio plavense.

Modi e tempi delle fasi della deglaciazione sono ora ben definiti dai dati delle recenti ricerche di Pellegrini *et al.* (2005). La deglaciazione alpina nel vicino Vallone Bellunese iniziò intorno ai 18.000 anni B.P. e si può ritenere conclusa prima di 15.000 anni B.P. Il ritiro del ghiacciaio avvenne in alcune fasi (almeno tre), che sono ben documentate attraverso la presenza di morene laterali, terrazzi di *kame* e alcuni sistemi di morene laterali.

### 3.3. Le conoidi di Ronchena, di Molinello e di Marzai del Pleistocene superiore

Altre testimonianze morfologiche delle fasi di ritiro del ghiacciaio del Piave nel Canale di Quero sono date dalla presenza di alcune singolari forme e depositi singlaciali rilevati in prossimità del fondovalle, sia all'imbocco che lungo la valle.

Nei dintorni di Villaghe, in sinistra Piave, appena fuori dall'angolo NE della carta allegata si trova l'antico conoide di Ronchena (Fig. 5). Si tratta di un vec-

chio conoide caratterizzato da un'estesa superficie sospesa sul fondovalle del Piave mediante una netta scarpata alta una trentina di metri. Nella parte centrale esso è stato inoltre suddiviso e terrazzato dalla rein-cisione dei torrenti della Vena e di Ronconel, che limitano con le loro scarpate laterali due lembi dell'antica superficie. Presso l'apice la superficie di questo antico conoide ha una pendenza media del 16%, che va via via diminuendo verso l'orlo della scarpata dove assume valori quasi nulli. Qui una piccola frana ha messo in evidenza un conglomerato, grossolanamente stratificato, costituito da ghiaia e ciottoli di dimensioni centimetriche e decimetriche. I ciottoli, moderatamente arrotondati, sono prevalentemente di Biancone, di Scaglia Rossa e di arenaria, ma non mancano anche elementi di dolomia. Si tratta di un deposito torrentizio costituito da materiale proveniente in gran parte dallo smantellamento dei depositi glaciali che abbondano sui versanti soprastanti. La morfologia di questo deposito rivela la presenza di almeno due momenti distinti nella sua formazione, riconoscibili dalla netta variazione del livello di base. Il primo livello si individua nella superficie quasi piana del margine della scarpata principale alla fronte del conoide; il secondo nel fondovalle olocenico del Piave al quale si raccordano i conoidi di seconda generazione, incastrati nel conoide più antico. L'antico conoide di Ronchena si formò quando il fondovalle del Piave era ancora occupato da una lingua glaciale in ritiro, condizione che non ha permesso al torrente singlaciali di disperdere le proprie alluvioni e formare per intero il proprio conoide. Il contatto con la massa di ghiaccio è quindi la causa della formazione dell'alta scarpata sulla fronte, che successivamente può essere stata in parte erosa al piede dal Piave postglaciale. Per le sue caratteristiche, questa forma può essere quindi interpretata come un terrazzo di *kame*, di età di poco precedente al Tardiglaciale, rein-ciso da torrenti postglaciali.

In località Molinello (vedi Carta Geomorfologica), pochi chilometri più a valle del conoide di Ronchena, sempre in sinistra Piave, si incontra un conoide con pendenza elevata, con apice posto a circa 380 m s.l.m. I depositi che lo formano provengono dalla Valle del T. Baite e anche da quella del T. Vigogna, dopo che quest'ultimo, catturato dall'erosione risaliente della Valle delle Baite, deviò il suo corso, già diretto verso nord, in direzione sud-ovest, verso il Piave. La superficie di questo antico conoide sembra inabissarsi dentro le alluvioni oloceniche del Piave, a loro volta terrazzate. Solo dopo l'esecuzione di alcuni sondaggi geognostici, dei quali si parlerà più ampiamente in seguito, si capì che i depositi alluvionali di questo torrente andarono a occupare il fondo profondo della Valle del Piave lasciato libero dalla lingua glaciale in ritiro (Fig. 6).

Anche a Marzai, allo sbocco nel Piave del T.

Barone, è rimasto un lembo di un vecchio conoide (250-275 m s.l.m.), sulla cui superficie poco inclinata si sono insediate le case più antiche del paese. Sospeso a una cinquantina di metri sul fondovalle attuale, si sviluppa su un dislivello paragonabile a quello che si riscontra tra la superficie dell'antico conoide di Ronchena e il fondovalle in quella zona. I materiali alluvionali che lo costituiscono provengono dai depositi glaciali soprastanti, qui rideposti dai torrenti singlaciali. La scarpata che attualmente lo limita verso valle è dovuta all'erosione del Piave, che ha intaccato la primitiva scarpata di contatto glaciale. La

forma di tale scarpata può essere ricostruita considerando le pendenze del vecchio conoide, le quali non si raccordano con alcun livello di base locale, se non appunto con una superficie della lingua del ghiacciaio del Piave in fase di ritiro.

#### 3.4. *Le grandi frane pleistoceniche dei Collesei di Anzù e di Marziai*

Sulle pendici del M. Miesna si individuano due grandi frane: una sul versante NW, il cui accumulo è ben visibile in località Collesei di Anzù (Dal Piaz

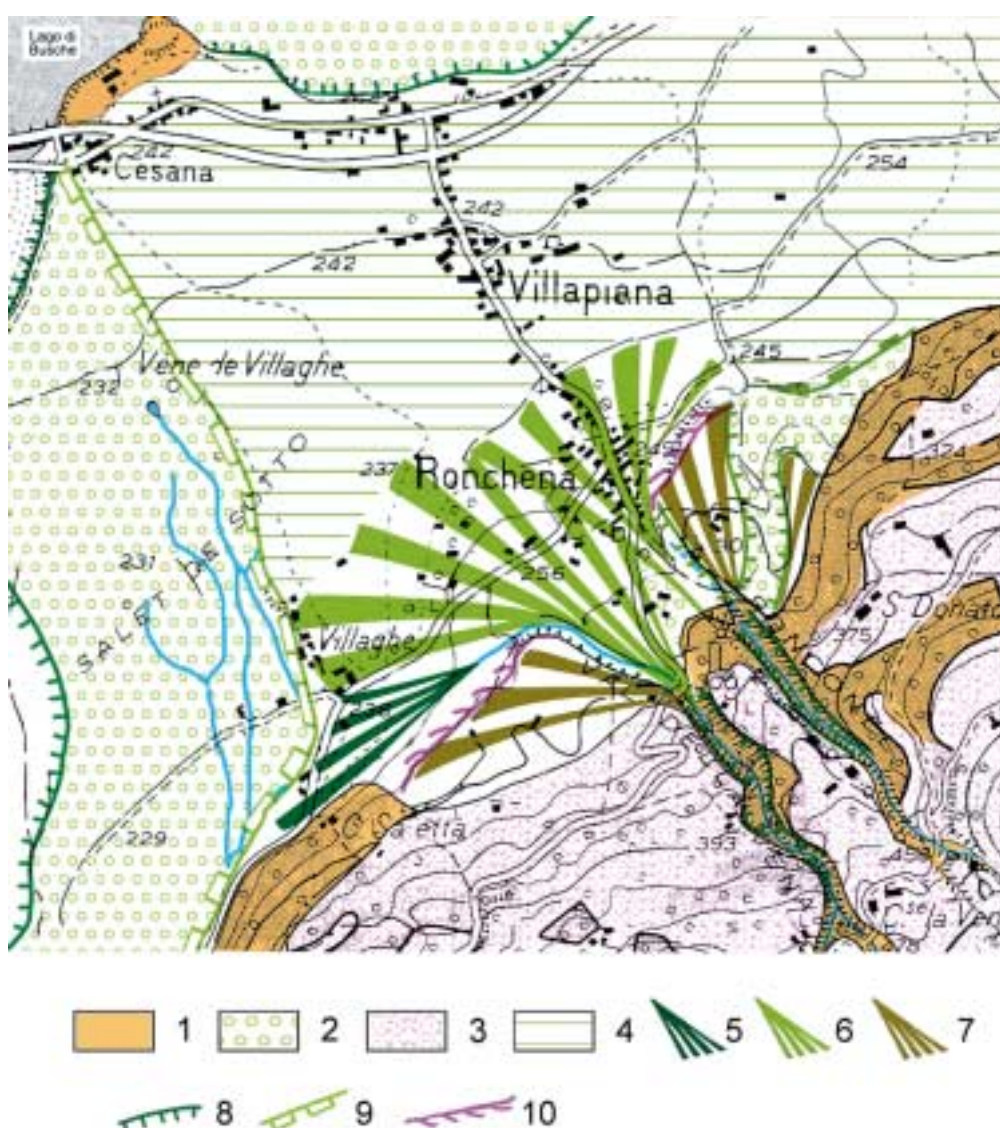


Fig. 5 - Schizzo geomorfologico dell'antico conoide di Ronchena, in sinistra Piave, all'imbocco del Canale di Quero. 1. Formazioni rocciose prequaternarie; 2. Depositi fluviali; 3. Depositi glaciali; 4. Terrazzo fluviale; 5. Conoide attuale; 6. Conoide antico (Olocene?); 7. Conoide singlacialia (Pleistocene superiore); 8. Scarpata di terrazzo fluviale attiva; 9. Scarpata di terrazzo inattiva; 10. Scarpata di terrazzo di kame.

Fig. 5 - Geomorphological sketch of the Ronchena old fan, in the upper part of the Quero Canyon. 1. Pre-Quaternary rocks; 2. Fluvial deposits; 3. Glacial deposits; 4. Fluvial terrace; 5. Present fan; 6. Old fan (Holocene?); 7. Ice-contact fan (Upper Pleistocene); 8. Active fluvial scarp; 9. Inactive fluvial scarp; 10. Scarp of kame terrace.

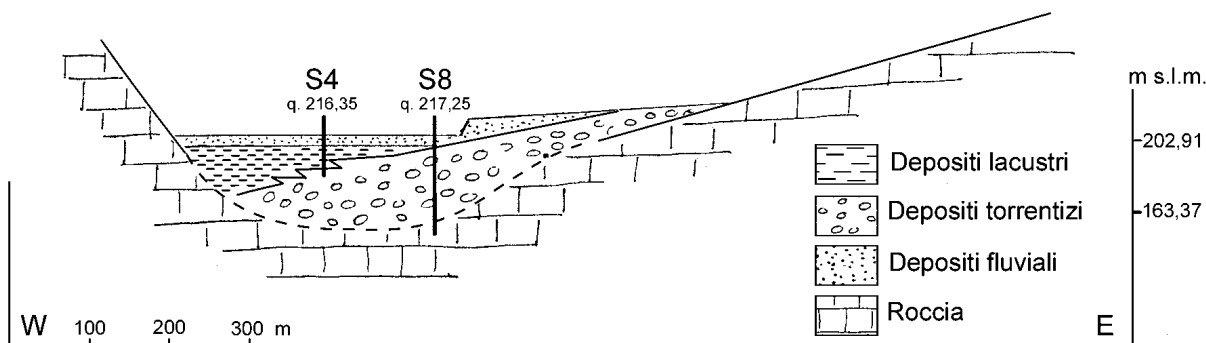


Fig. 6 - Sezione trasversale al cono alluvionale in località Molinello (sinistra Piave), che si inabissa nella Valle del Piave e che poi risulta parzialmente ricoperto dalle alluvioni postglaciali. Sono indicati i due sondaggi meccanici (S8 e S4) che ne hanno permesso la identificazione. Per la localizzazione dei sondaggi si veda anche la figura 11.

Fig. 6 - Cross-section of the alluvial fan at Molinello which dips towards the Piave Valley and is partially covered by post-glacial fluvial deposits. The two drillings that allowed the identification of the fan are shown (S8 and S4). Location of drillings is shown also in figure 11.

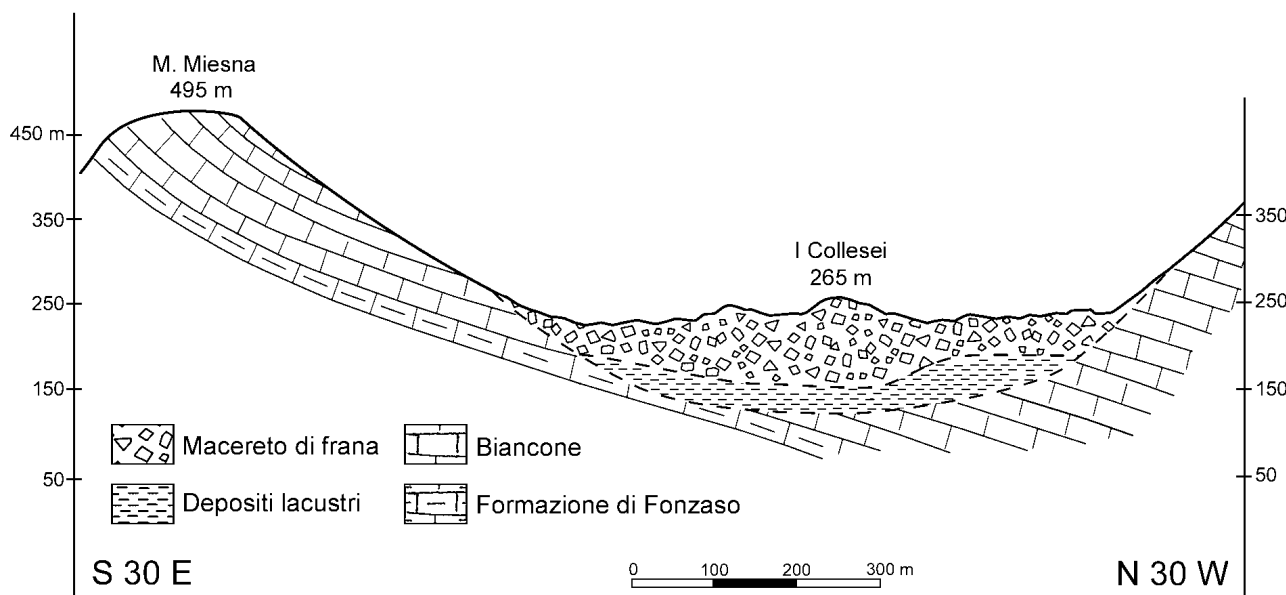


Fig. 7 - Schizzo geomorfologico interpretativo della frana di scivolamento dei Collesei di Anzù (Feltre).

Fig. 7 - Geomorphological sketch of Collesei di Anzù landslide (Feltre).

1912), e l'altra sul versante SE, di fronte a Marziai (Gortani 1953). L'accumulo di questa seconda frana è poco evidente e in buona parte coperto dai depositi alluvionali del Piave. Probabilmente per questo motivo, è stata trascurata dagli Autori precedenti, ai quali erano anche sfuggiti gli effetti morfologici da essa indotti sull'idrografia regionale.

Nella frana dei Collesei (Fig. 7 e carta geomorfologica) si riconosce bene la zona di accumulo che sottende un'ampia nicchia posta sul versante settentrionale del M. Miesna. Il fenomeno franoso ha interessato la parte inferiore della formazione del Biancone, costituita da calcari scarsamente selciferi ben stratifi-

cati. Nella zona di distacco gli strati sono a franapoggio, inclinati poco meno del versante. All'estremità occidentale si presentano piegati e la loro direzione da N 70° E diventa N 30° W. All'estremità opposta, verso est, c'è una scarpata in roccia alta una trentina di metri, orientata con un sistema di fratture a direzione N 15°-25° E. Nella vasta zona di accumulo si sono formati dei monticelli, i così detti Collesei, i più elevati dei quali (265 m s.l.m., una trentina di metri sulla piana circostante) mostrano, in pianta, una forma arcuata, con la concavità rivolta verso la nicchia di distacco (vedi carta geomorfologica). Il materiale detritico ha per lo più disposizione caotica, ma si



trovano anche pacchi di strati, fratturati e sconnessi, in cui si conserva la stratificazione originaria. L'accumulo detritico occupa l'intera area di fondovalle e si estende fino al versante opposto, ai piedi del M. Telva. Si tratta di una frana di scivolamento lungo superficie di strato. Il distacco laterale, a est, è avvenuto lungo fratture dirette circa N 15° E - S 15° W; a ovest è stato facilitato da un ripiegamento degli strati. Questo fenomeno gravitativo si è verificato dopo il definitivo ritiro dalla Valle del Piave del ghiacciaio pleistocenico, che infatti non ha intaccato l'accumulo né ricoperto, con depositi glaciali, i detriti. È tuttavia ipotizzabile che, come riscontrato per altri fenomeni



Fig. 8 - La frana di Marziai nella Valle del Piave, posta di fronte al paese di Marziai (la linea tratteggiata indica la nicchia di distacco) (foto di N. Surian).

*Fig. 8 - The Marziai landslide in the Piave Valley, located on the other side of the valley with respect to the village of Marziai (the dotted line points out the scar of the landslide) (photo by N. Surian).*

gravitativi in quest'area (Pellegrini *et al.* 2006), la frana dei Collesei sia avvenuta quando sul fondovalle erano ancora presenti masse di ghiaccio morto, che sarebbero quindi rimaste sepolte per un certo intervallo di tempo dall'accumulo di frana.

Della frana sul versante SE del M. Miesna, posta di fronte a Marziai, si riconoscono bene la scarpata di distacco, la zona di scivolamento e l'accumulo (Figg. 8, 9). Il fenomeno franoso ha interessato il Calcare del Vajont, con stratificazione leggermente a reggipoggio. L'andamento della nicchia di distacco è condizionato dalla presenza di un sistema di fratture dirette N 60°-70° E e N 15°-25° E che, frazionando la massa rocciosa, hanno favorito il crollo. Il macereto di frana si trova fra le Case Putin (238 m s.l.m.) e le Case Toffoli (246 m s.l.m.) e è costituito da blocchi di diverse dimensioni, con grossi massi. Questo accumulo monolitologico non è stato in alcuna parte modellato dal ghiacciaio del Piave e non presenta sulla sua superficie depositi di natura glaciale. Esso è stato invece in parte eroso dalle acque del Piave postglaciale e in gran parte sepolto dalle sue alluvioni. Anche questa frana, come quella dei Collesei, si è verificata dopo il ritiro definitivo del ghiacciaio pleistocenico del Piave dalla valle. Oltre alle cause predisponenti di ordine strutturale, per entrambe le frane si può indicare come causa preparatoria il ritiro delle lingue glaciali dalle valli, con conseguente mancanza di sostegno laterale al versante, mentre fra le cause determinanti si può ipotizzare un evento sismico connesso al processo di isostasia glaciale in atto (Pellegrini *et al.* 2006). È il caso della grande frana di crollo di Marziai, innescata in una zona del versante intensamente fratturata, che si verificò quando il tratto inferiore del Canale di Quero era occupato da un lago glaciale (Lago di

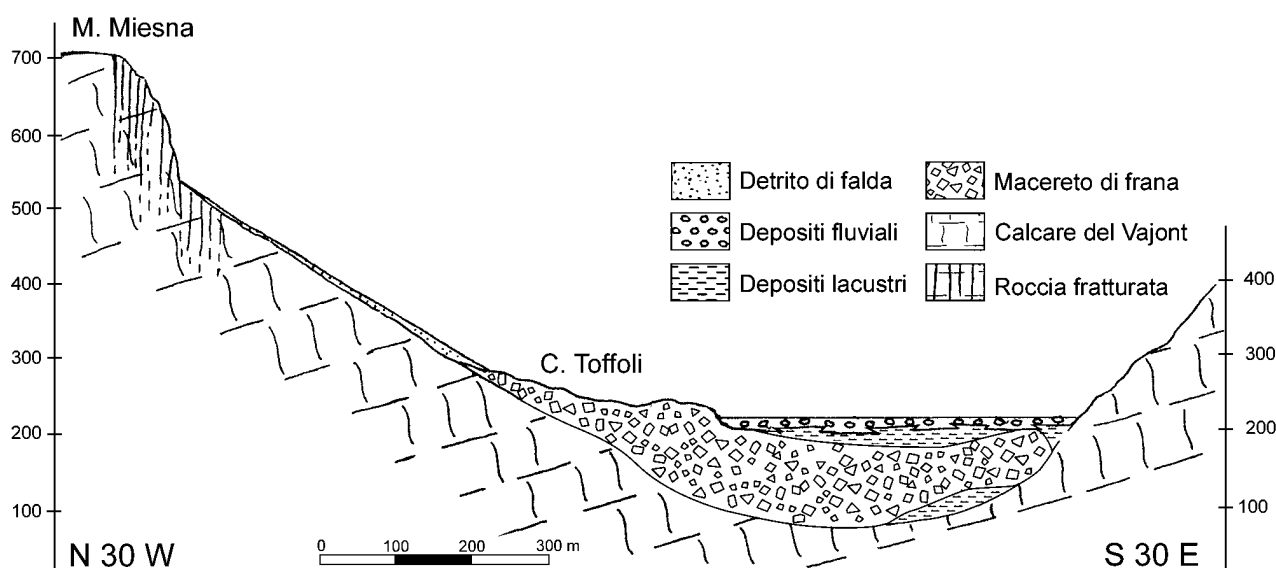


Fig. 9 - Schizzo geomorfologico interpretativo della frana di crollo di Marziai.

*Fig. 9 - Geomorphological sketch of the Marziai landslide.*

Quero) (vedi oltre). Questa frana, a sua volta, provocò lo sbarramento della Valle del Piave e la formazione, a monte della stessa, di un nuovo lago (Lago di Marziai) il cui livello raggiunse una quota di almeno 207 metri s.l.m., come si può dedurre dal *top* delle argille lacustri individuate nei sondaggi geognostici eseguiti dalla Società Idroelettrica del Medio Piave nel 1952-53, dalla I.C.O.S. (Impresa Costruzioni Opere Specializzate di Milano) nel 1952 e nel 1955, per conto della S.A.D.E. (Società Adriatica di Elettricità di Venezia) e dall'impresa di sondaggi Geotecnica Veneta (VE) nell'ambito della presente ricerca condotta negli anni 2001 e 2003.

#### 4. RICOSTRUZIONE DELLE FASI SEDIMENTARIE E DATAZIONE DEI DEPOSITI QUATERNARI DEL FONDOVALLE DEL CANALE DI QUERO

##### 4.1. *I depositi lacustri nel Canale di Quero: conoscenze pregresse*

Al ritiro definitivo della lingua glaciale dal fondo-valle del Piave, profondamente sovraescavato dall'esarazione glaciale, si sedimentò un potente pacco di sedimenti fini, riconosciuti e classificati da Gortani (1953) come "peliti limnoglaciali". Lo stesso Autore, sulla base di due sondaggi geognostici eseguiti per "esaminare la natura del riempimento alluvionale" di questo tratto del Canale di Quero, ipotizzò la presenza di un bacino lacustre nel "cataglaciale würmiano", il cui specchio si livellava a quota non inferiore a 211 m s.l.m. e si estendeva verso monte per circa 20 chilometri nella parte sud-occidentale del Vallone Bellunese. Sempre Gortani scartò l'ipotesi che lo sbarramento fosse dovuto agli accumuli delle frane postglaciali lungo il Canale di Quero, e in particolare al materiale franato dal versante SE del M. Miesna, di fronte a Marziai. Considerò, infatti, che gli accumuli di frana presenti in questo tratto di valle fossero di dimensioni troppo modeste per giustificare uno sbarramento così alto e persistente. Si deve dire che nel 1953 non si conosceva la vera profondità della valle, per cui l'accumulo della frana di Marziai, in buona parte sommerso dalle alluvioni postglaciali, non permetteva una stima reale dell'enorme massa di detriti che si erano staccati dal versante meridionale del M. Miesna. Sempre secondo Gortani, l'origine della conca lacustre doveva essere quindi cercata nella chiusa di Quero. L'anfiteatro morenico e lo stesso sbarramento in roccia, posto a 212-213 m s.l.m., circa 25 metri sopra l'alveo attuale, avrebbero impedito il deflusso delle acque nel "cataglaciale würmiano".

Secondo Venzo (1977) a sbarrare il Canale di Quero fu la cerchia morenica "Würm III", situata nella zona della stazione ferroviaria di Quero-Vas, di

cui però ora non rimangono tracce dirette, e non una soglia in roccia. Lo stesso Autore afferma che il lago doveva livellarsi a quota 215-217 metri e che si formò dopo l'ultimo massimo glaciale, man mano che la lingua glaciale si ritirava nel Canale di Quero, durante la deglaciazione. Sia Gortani che Venzo, che nel 1977 utilizzò solo i dati del lavoro del Gortani, non poterono individuare né la reale profondità della valle nei dintorni di Marziai, né la potenza e la reale distribuzione delle argille lacustri, dato che il sondaggio geognostico del 1953 si spinse solo a 30 metri di profondità e non raggiunse la roccia in posto.

##### 4.2. *L'indagine geofisica*

Allo scopo di individuare i depositi presenti nel sottosuolo, delimitarli nella loro distribuzione verticale e areale, e riconoscere l'andamento del substrato roccioso, venne quindi programmata un'indagine geofisica, realizzata in più fasi da R. Zambrano e A. Degli Alessandrini (1981), nella valle del Piave, tra Busche e Sanzan, e nella valle attigua del Sonna, tra Anzù e la sua confluenza nel Piave presso Marziai.

L'indagine geofisica è consistita in una cinquantina di Sondaggi Elettrici di resistività (SEV Schlumberger), distribuiti su nove sezioni trasversali al fondovalle del Piave e del Sonna. L'interpretazione delle sezioni ottenute è riportata ai margini della carta geomorfologica allegata, dove è indicata anche la loro localizzazione. La bontà delle interpretazioni è confortata dalla taratura delle resistività dei depositi quaternari presenti, eseguita tenendo conto delle stratigrafie dei sondaggi meccanici della Soc. I.C.O.S. di Milano, e delle conoscenze geologiche generali per l'andamento delle formazioni del substrato e la natura delle litologie presenti (Preziosi 1986; Princivalle 1989).

Tab. 1 - Resistività dei depositi quaternari e delle formazioni rocciose presenti nella zona d'indagine.

*Tab. 1 - Resistivity of the quaternary deposits and the sub-surface formations in the zone of investigation.*

Depositi quaternari e formazioni rocciose	Resistività ( $\Omega$ m)
Ghiaie più o meno sabbiose, sature	150-300
Limi argillosi	17-20
Depositi lacustri	35
Scaglia Rossa e Biancone	300-400
Formazione di Fonzaso	700-1000
Calcari del Vajont e Formazione di Igne	1500-2500

Considerando che la capacità di individuare un elettrostrato è tanto più alta quanto maggiore è il rapporto tra la sua resistività e quella degli strati contigui, una valutazione dell'efficacia del metodo dei

Sondaggi Elettrici nel caso in studio è fornita dalla scala delle resistività dei principali litotipi presenti nella zona d'indagine (Tab. 1). Se si tralasciano situazioni più o meno complesse, ma di significato puramente locale, nell'area investigata il sottosuolo si può considerare costituito, dal piano campagna verso il basso, dalla seguente successione di elettrostrati.

- *Complesso resistivo*

La resistività di questo primo elettrostrato è generalmente di 150-300 ohm.m, con valori più elevati (600-5000) per la porzione superficiale. Il suo spessore è compreso tra una decina di metri (alveo del Piave a nord di Marziai: Sez. III) e oltre un centinaio di metri (alveo del Sonna, presso Case Canal: Sez. VIII). Corrisponde alle alluvioni del Piave e del Sonna.

- *Complesso conduttivo*

È nettamente meno resistivo dell'elettrostrato sovrastante, con valori di 18-20 ohm.m, che salgono a 35 ohm.m presso Marziai (Sez. III); i cam-

pioni estratti da qui durante le perforazioni eseguite nel 1953 furono classificati come peliti limno-glaciali (Gortani 1953).

- *Substrato in roccia*

Ai suddetti orizzonti fa seguito verso il basso un elettrostrato caratterizzato da resistività medio-alte (350-450 ohm.m tra Busche e Cellarda, 1000-2500 ohm.m nelle restanti sezioni). Poiché non è ulteriormente risolvibile in elettrostrati distinti, questo elettrostrato costituisce il substrato con cui termina inferiormente la successione elettrostratigrafica dei modelli interpretativi, ed è stato dappertutto identificato con la roccia in posto.

Integrando opportunamente i dati geofisici con quelli ottenuti dai numerosi sondaggi geognostici, è possibile ricostruire non solo l'andamento del fondovalle in roccia da Busche a Marziai, ma anche riconoscere la distribuzione areale dei depositi lacustri a monte delle grandi frane di Marziai e dei Collesei (Fig. 10).

In tutte le sezioni geoelettriche (vedi Carta

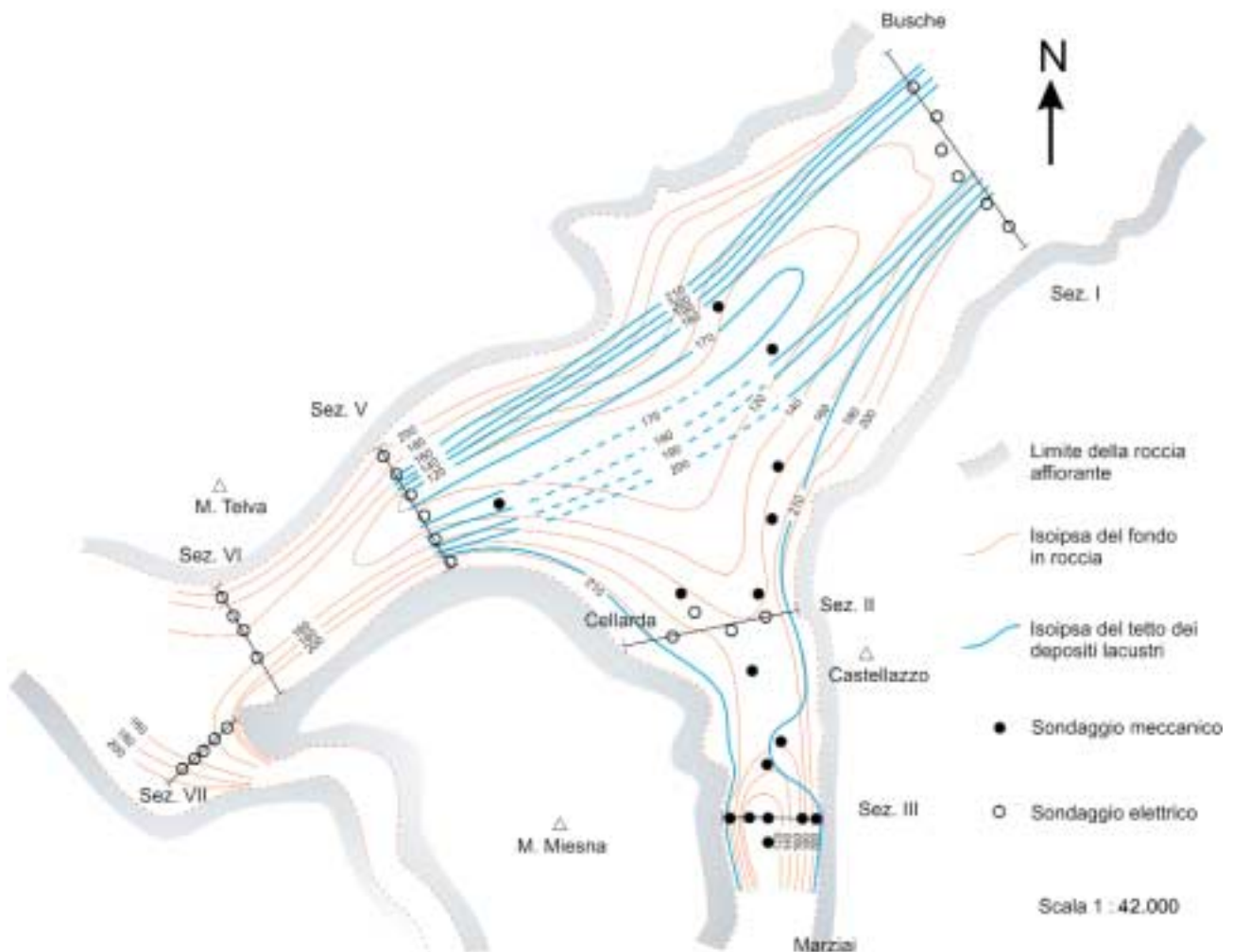


Fig. 10 - Schizzo dell'andamento del fondo in roccia e del tetto dei depositi lacustri tra Busche e la frana di Marziai.  
Fig. 10 - The elevation of the bedrock and of the top of the lacustrine deposits between Busche and the Marziai landslide.

Geomorfologica) si individua chiaramente l'andamento del substrato roccioso molto resistivo rispetto ai depositi quaternari che lo ricoprono. Esse indicano un fondovalle modellato dal ghiacciaio nella tipica forma a truogolo. Si può aggiungere che i sondaggi elettrici non hanno permesso di distinguere esattamente la natura dei materiali posti a diretto contatto con il fondo in roccia, dove, probabilmente, potrebbero esserci dei depositi glaciali di fondo o di ablazione. La carta del fondo roccioso e il profilo longitudinale (Fig. 13) mettono in evidenza una conca di sovraescavazione glaciale nel tratto Busche-Villapaiera-Marziai. Questa depressione risulta scavata fino a una quota inferiore a 120 metri s.l.m. (Sez. V), corrispondente a una profondità massima, rispetto al piano campagna, di oltre 100 metri. La conca è limitata verso sud da due soglie in roccia a quota circa 160-165 metri s.l.m., vale a dire 40-45 m dalla superficie topografica, situate una all'imbocco del Canale di Quero nei pressi di Cellarda e l'altra nella valle compresa tra il versante settentrionale del M. Miesna e il versante meridionale del M. Telva. A valle di queste soglie, il fondo roccioso si abbassa formando un'altra grande depressione a valle di Marziai, e ripidamente nella valle del Sonna, per congiungersi nella conca di confluenza di Sanzan alla quota minima di 92 m s.l.m.

L'analisi geofisica dei depositi alluvionali conferma quanto già riscontrato da Gortani (1953), e cioè la presenza di una potente formazione di argille lacustri, ricoperta da depositi fluviali prevalentemente ghiaiosi. Questi depositi lacustri sono stati trovati lungo tutto il Canale di Quero, dalla Conca di Busche-Villapaiera-Cellarda (Sez. I, II, V) fino a Marziai-Molinello (Sez. III). Nella zona compresa tra il paese di Villapaiera e l'accumulo della frana dei Collesei, queste argille appaiono scavate a formare una depressione valliva diretta verso SW, particolarmente evidente nella Sez. V di Villapaiera, con un abbassamento rispetto al livello di colmata dei limi lacustri (quota 207-210 m s.l. m.) di circa 40 m. Per quanto riguarda la sezione immediatamente a valle della frana dei Collesei (Sez. VI) un errore di stampa nella carta geomorfologica allegata indica la presenza di depositi lacustri, mentre in realtà si tratta di depositi fluviali (vedi a tale proposito Degli Alessandrini 1981).

Nella valle del T. Sonna (Sezioni VII e VIII di Vallarghe - S. Vittore e di Case Canal) non si sono trovati depositi lacustri, e la roccia in posto, a quota 100-140 metri s.l.m., è ricoperta dalle alluvioni dello stesso T. Sonna.

#### 4.3. I sondaggi meccanici, la sezione di Marziai-Molinello e il profilo longitudinale del Canale di Quero tra Busche e Sanzan

Questi dati geofisici, per molti versi sorprendenti, confermati da una numerosa serie di sondaggi mecca-

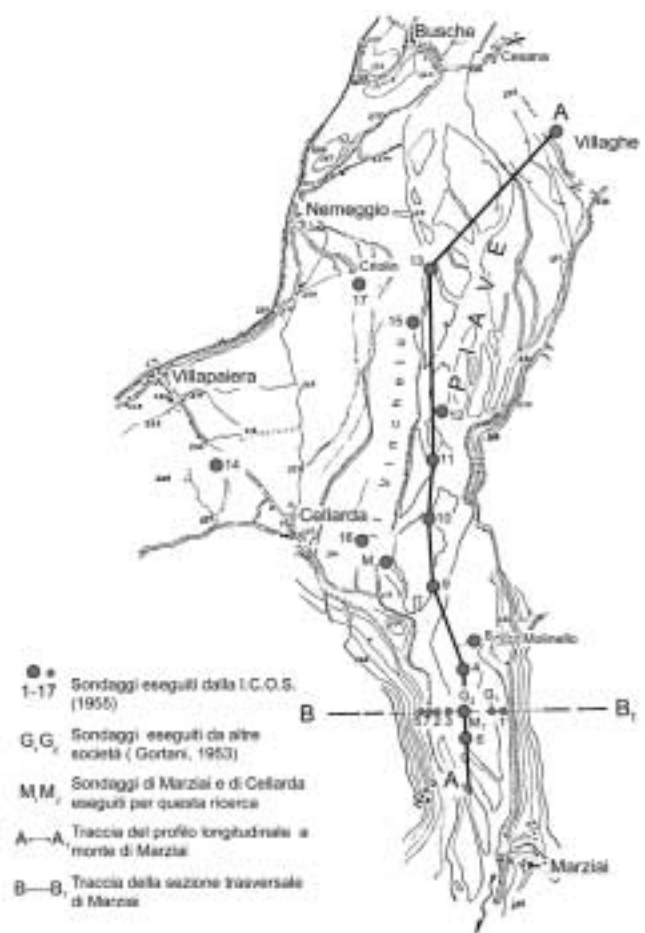


Fig. 11 - Localizzazione dei sondaggi meccanici eseguiti nel Canale di Quero dalla società I.C.O.S. (1955) e da altre società (1953; 2001; 2004); traccia del profilo longitudinale (A---A<sub>1</sub>) e trasversale alla Valle del Piave (B---B<sub>1</sub>).

*Fig. 11 - Location of the drillings carried out in the Quero Canyon by I.C.O.S. (1955) and other companies (1953; 2001; 2004); the directions of a longitudinal profile (A---A<sub>1</sub>) and of a cross-section (B---B<sub>1</sub>) are shown.*

nici, ci hanno spinto a estendere le nostre ricerche a tutto il fondovalle del Canale di Quero e anche alla vicina Valle del T. Sonna per verificare la causa che ha determinato la formazione del Lago di Marziai, l'estensione dello stesso e, se possibile, l'età, dato utile anche per datare indirettamente la frana di Marziai.

Si è deciso, inoltre, di ripetere almeno due sondaggi meccanici (indicati con la sigla M1 e M2 nella figura 11 e con un asterisco nella Carta Geomorfologica in corrispondenza delle Sezioni II e III), fra quelli di cui si conosceva la stratigrafia, per poter (a) raccogliere sistematicamente campioni di argille lacustri, in modo da poter eseguire su questi un'indagine palinologica – visto che i campioni dei vecchi sondaggi erano stati distrutti – e (b) stabilire datazioni <sup>14</sup>C su materiale organico o, in sua assenza, data-

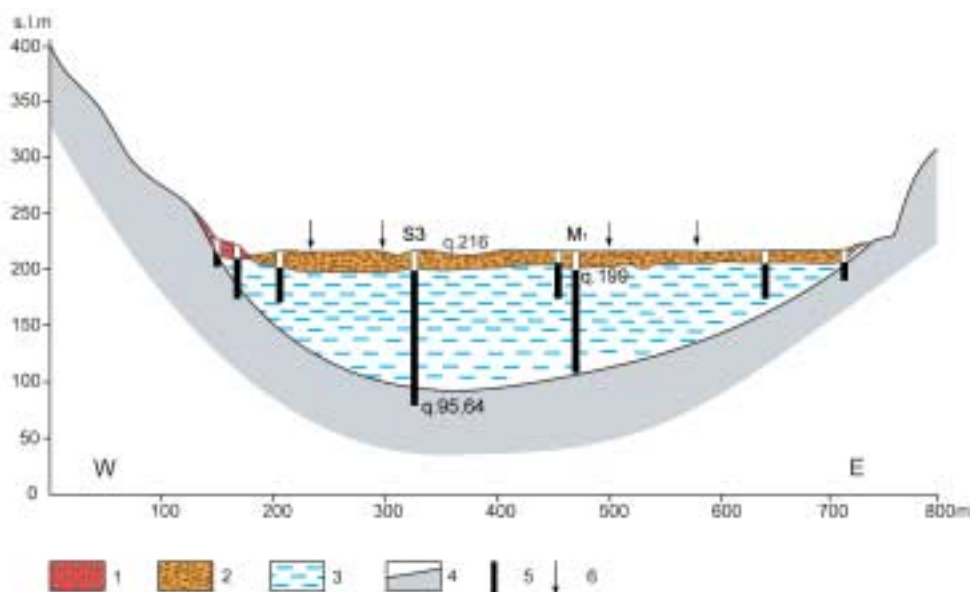


Fig. 12 - Profilo trasversale alla Valle del Piave poco a monte di Marziai, con la localizzazione dei sondaggi meccanici e geoelettrici. 1. Detrito di falda; 2. Depositi fluviali; 3. Depositi lacustri; 4. Substrato roccioso; 5. Sondaggio meccanico; 6. Sondaggio geoelettrico.

*Fig. 12 - Cross-section of the Piave Valley, just upstream of Marziai with the location of the drillings and of geophysical surveys. 1. Scree slope; 2. Fluvial deposits; 3. Lacustrine deposits; 4. Bedrock; 5. Drilling; 6. Geoelectrical survey.*

zioni sui sedimenti lacustri con il metodo della luminescenza stimolata otticamente (OSL).

Il quadro completo dei sondaggi meccanici realizzati nel Canale di Quero e la loro ubicazione è rappresentato in figura 11.

Nel 1955, in previsione della costruzione di una diga di sbarramento sul Piave, circa un chilometro a monte del paese di Marziai, la Società I.C.O.S. di Milano, effettuò, per conto della Soc. S.A.D.E. di Venezia, diciassette sondaggi geognostici, di cui cinque lungo la sezione di imposta dello sbarramento, tre lungo il corso del Piave all'imbocco del Canale di Quero e nove nella conca di fondovalle tra i paesi di Nemeeggio e di Cellarda.

Fra tutti i sondaggi geognostici a disposizione, di particolare interesse per questa ricerca si è rivelato quello (Sondaggio numero 3, in seguito S3) eseguito nell'alveo del Piave, che nella Sezione di Marziai (Fig. 12) ha raggiunto la roccia in posto a quota 95,64 m s.l.m. È stato così possibile definire come la potenza locale delle argille lacustri nella zona sia di 102,10 m. Le argille giacciono con continuità su un fondo roccioso posto a una profondità molto superiore rispetto a quella ipotizzata da Gortani (1953) e sono ricoperte da un pacco di ghiaie dello spessore di 17,42 m. Nel sondaggio n. 8, eseguito all'altezza della confluenza del T. delle Baite, il limo lacustre non è stato trovato; si sono attraversati, da quota 218,50 a quota 213,50 m s.l.m., ghiaia e sabbia; al di sotto, ghiaia fino alla roccia posta alla profondità di

55 metri, corrispondente alla quota 163 m s.l.m. Nei sondaggi dal numero 9 al numero 17, si sono incontrati sempre, nella parte superiore, ghiaia, sabbia e ciottoli e, al di sotto di questi materiali, i limi lacustri; queste ultime perforazioni non hanno raggiunto la roccia in posto. La potenza della coltre alluvionale grossolana è risultata variare dai 10-15 metri, nella zona di imbocco del Canale di Quero, ai 55-60 metri in località Criolin (S. n. 17), dove la quota del tetto delle argille è posto a 172-175 m s.l.m., contro i 207 m s.l.m. di Marziai.

Utilizzando tutti i dati a nostra disposizione, è possibile tracciare un profilo longitudinale della Valle del Piave dalla Sezione I di Busche-Villaghe alla IX di Sanzan, passando per la Sezione III e per l'accumulo della frana di Marziai (Fig. 13). Questo profilo mette in evidenza non solo l'andamento del fondo roccioso con la depressione della conca di Busche-Cellarda e con quella posta a monte di Sanzan, ma anche la potenza dell'accumulo della grande frana di Marziai e i rapporti esistenti fra quest'ultima e i limi lacustri sia a monte che a valle dello sbarramento. Si osserva, in particolare, che i limi lacustri raggiungono quota 207 m s.l.m. a monte dello sbarramento, mentre a valle, raccordandosi con il livello massimo della sezione di Sanzan, non superano quota 148 m s.l.m., vale a dire si trovano oltre cinquanta metri più in basso. Tenendo conto anche delle osservazioni degli Autori precedenti, l'accumulo di frana poggia sul fondo sulle "peliti limnoglaciali" del lago, che aveva

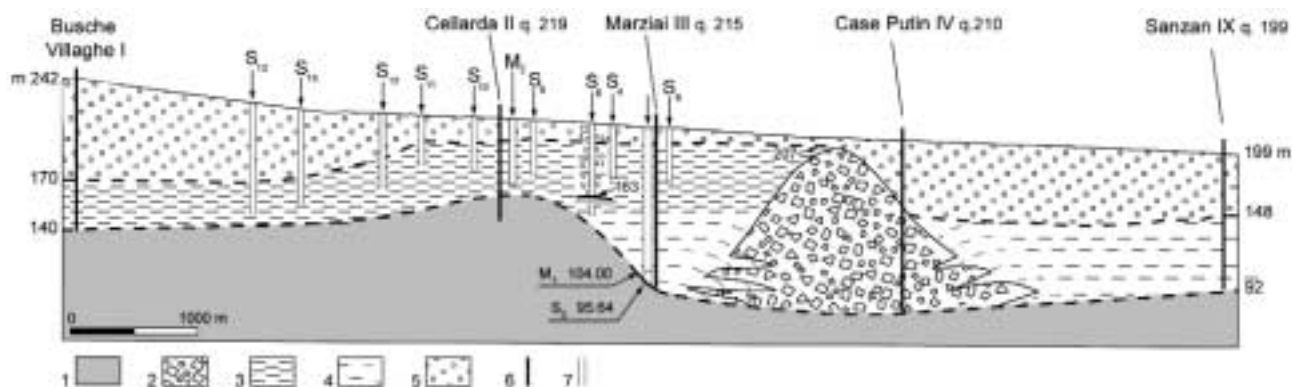


Fig. 13 - Profilo longitudinale alla Valle del Piave nel tratto da Busche (Sez. I) a Sanzan (Sez. IX). 1. Substrato roccioso; 2. Accumulo di frana; 3. Depositi lacustri del Lago di Marziai; 4. Depositi lacustri del Lago di Quero; 5. Depositi fluviali; 6. Sondaggio geoelettrico; 7. Sondaggio meccanico.

Fig. 13 - Longitudinal profile of the Piave Valley between Busche (Section I) and Sanzan (Section IX). 1. Bedrock; 2. Landslide debris; 3. Lacustrine deposits of the Marziai Lake; 4. Lacustrine deposits of the Quero Lake; 5. Fluvial deposits; 6. Geoelectrical survey; 7. Drilling.

come sbarramento il fondo roccioso (Gortani 1953) o le morene dell'anfiteatro di Quero (Venzo 1977). L'accumulo di frana, sottostimato dagli Autori precedenti, ha un volume valutabile circa  $50 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ .

#### 4.4. Lo studio palinologico dei campioni raccolti nei sondaggi di Marziai e di Cellarda

Lo studio palinologico è stato eseguito da D. Albanese su una trentina di campioni estratti dalle carote dei due sondaggi compiuti rispettivamente nell'agosto del 2001 e nell'autunno del 2004 (Sondaggi M1 e M2 in Fig. 11). Il sondaggio eseguito nei pressi di Cellarda (M2) si è rivelato il più ricco di pollini e quindi il più adatto per questo studio. Esso ha messo in evidenza una stratigrafia conforme ai dati emersi dalle indagini geofisiche e geonostiche realizzate in precedenza nella stessa zona, con un pacco di 15 metri di alluvioni grossolane costituite da ghiaia, sabbia e limo, soprastanti una sequenza continua di limi lacustri investigati fino a 25 metri di quota.

Il diagramma pollinico di Cellarda (Fig. 14) è caratterizzato da una sequenza riferibile a un clima freddo e steppico.

In particolare, la successione, che si presenta monotona a livello palinologico, ha caratteristiche di povertà di vegetazione, con pochi elementi dello spettro pollinico.

Da un punto di vista cronostratigrafico, la sequenza, pur avendo uno spessore di sedimento abbastanza esteso (6 metri), racchiude una successione breve a livello temporale.

Considerando le caratteristiche di ogni *taxon*, si deduce un clima freddo e steppico, assimilabile a quello di un ambiente prossimo alla fronte di una lin-

gua glaciale. Infatti, le condizioni climatiche sono molto influenzate dalla presenza di basse temperature nelle vicinanze dell'area d'indagine, situazione che non permette lo sviluppo della vegetazione e la completa fioritura delle specie presenti sul territorio, che sono conseguentemente molto scarse.

Dal confronto con altri Diagrammi Pollinici eseguiti nel Bellunese (Bertoldi 2000; Avigliano *et al.* 2000; Albanese 2003; Pellegrini *et al.* 2005), ma anche in altri siti delle Alpi (Bertoldi 1968; Bertoldi & Consolini 1989) e della pianura padano-veneta (Paganelli 1996), è possibile inquadrare questa sequenza in un periodo cronologico compreso tra 17.000 e 13.500 anni BP. Per quanto riguarda il limite superiore di questo intervallo cronologico, l'ultima massima espansione glaciale nell'area in questione è stata datata proprio intorno a 17.000 anni B.P. (Bondesan 1999). Il limite inferiore non è suffragato da datazioni radiometriche, ma è stato valutato dal confronto con le analisi polliniche sopra citate, considerando che la prima reforestazione in quest'area risale a circa 13.500 anni B.P. Nella sequenza di Cellarda mancano evidenti variazioni dei valori di concentrazione tra i vari livelli analizzati, cosa che impedisce di riconoscere un intervallo temporale più preciso anche analizzando le concentrazioni polliniche dei singoli elementi.

#### 4.5. La datazione dei depositi lacustri e della frana di Marziai

Per definire con maggiore precisione l'età della frana di Marziai si sono eseguite delle radiodazioni sui sedimenti lacustri presenti a monte dell'accumulo. Soprattutto a causa dello scarso contenuto di sostanza

Cellarda (BL)

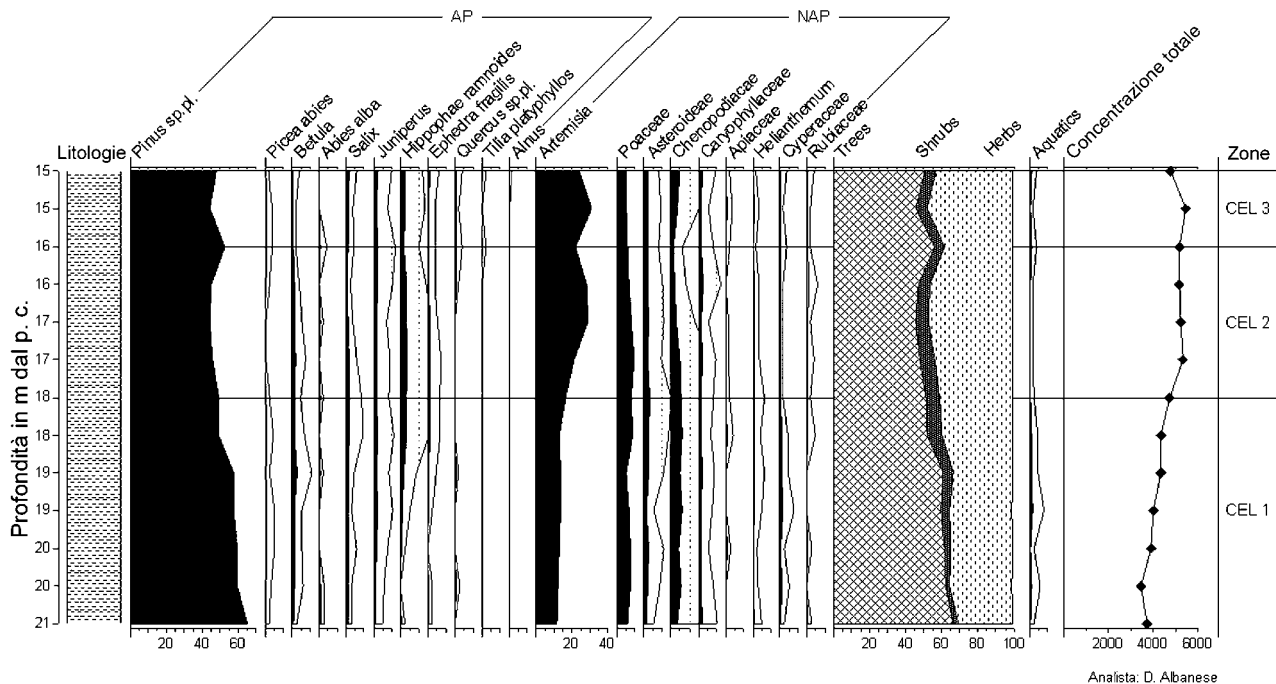


Fig. 14 - Analisi pollinica dei sedimenti lacustri del sondaggio meccanico di Cellarda (M<sub>2</sub>).

Fig. 14 - Pollen analysis on the lacustrine sediments of Cellarda drilling (M<sub>2</sub>).

organica rinvenuto in tutti i depositi, nessuna delle datazioni <sup>14</sup>C realizzate ha fornito risultati significativi. Anche il metodo OSL non ha portato risultati soddisfacenti. Infatti, l'età <sup>14</sup>C dei sedimenti lacustri investigati si è rivelata troppo antica [26 170 ±150 anni BP (Beta - 187943) e 31 760 ±240 anni BP (Beta - 187944)], probabilmente a causa della presenza di sedimenti organici erosi da depositi più antichi situati nella parte superiore del bacino e quindi trasportati e depositi nel lago. Considerando che i sedimenti lacustri sono ricoperti esclusivamente da depositi fluviali e in nessuna località da depositi glaciali, ne deriva che la sedimentazione lacustre, e quindi la frana di Marziai, si è verificata dopo l'ultima massima espansione glaciale e, molto probabilmente, durante la prima fase della deglaciazione alpina, fra 17.000 e 15.000 anni B.P. (Pellegrini *et al.* 2005).

4.6. Evoluzione del Canale di Quero nel Pleistocene superiore

Dall'analisi dei dati fin qui esposti, si rileva la presenza, dopo il ritiro definitivo dei ghiacciai pleistocenici dal canale di Quero, di due bacini lacustri distinti, uno a monte della grande frana di Marziai e uno a valle della stessa frana, la quale ha nell'area dell'anfiteatro di Quero il suo sbarramento. Il grande lago ipotizzato dagli Autori precedenti risulta quindi divi-

so in due parti (Pellegrini 1994). Venzo (1977) individuò la causa della formazione Lago di Quero nello sbarramento determinato da una morena frontale posta a 215-217 m s.l.m., mentre Gortani in una soglia in roccia posta a 211-212 m s.l.m. Dopo aver esaminato gli effetti prodotti nella Valle del Piave dalla frana di Marziai, si è tuttavia compreso come la soglia del Lago di Quero possa essere posta a una quota più bassa di quella indicata dagli Autori appena citati. Il Lago di Quero, infatti, formatosi con il ritiro del ghiacciaio dalla zona dell'anfiteatro, si estese verso monte, come testimoniato dai depositi lacustri di Sanzan (Sez. IX, con il tetto dei depositi a quota 148 m s.l.m.), almeno fino ai dintorni di Marziai, dove il substrato roccioso risale a 163 m (Fig. 13, S8 e Sez. II), e nella parte inferiore della Valle del Sonna. Lo sbarramento di questo lago è individuabile negli affioramenti in roccia presenti lungo l'alveo attuale del Piave in corrispondenza dell'anfiteatro di Quero, e a una quota variabile dai 180 m ai 220 m. Il dislivello compreso tra questi affioramenti e la conca di Sanzan, con fondo roccioso a 92 m, suggerisce la presenza, a Quero, a fianco dell'alveo attuale epigenetico, di un solco vallivo molto profondo, sepolto sotto i depositi glaciali dell'anfiteatro.

La frana di Marziai si verificò dunque quando il fondovalle era occupato dal Lago di Quero. L'effetto principale di tale fenomeno gravitativo fu quello di

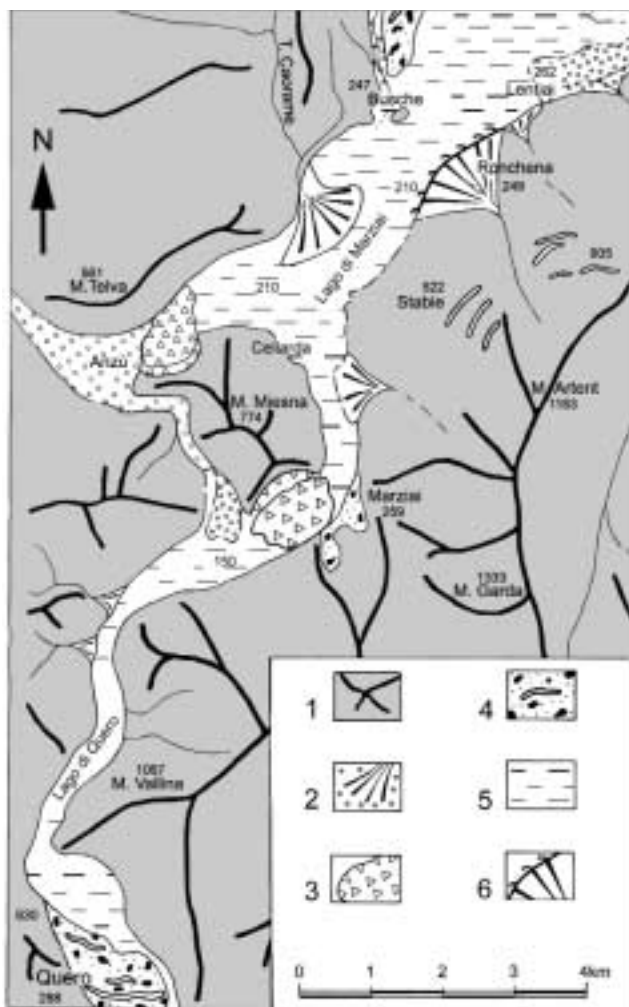


Fig. 15 - Schizzo geomorfologico dell'area circostante le frane di Marziai e dei Collese di Anzù nella fase corrispondente alla formazione dei laghi di Quero e di Marziai. 1. Formazioni rocciose prequaternarie e principali dorsali; 2. Depositi fluviali e principali conoidi; 3. Nicchie di distacco e accumuli delle frane di Marziai e dei Collese di Anzù; 4. Depositi glaciali e principali cordoni morenici; 5. Bacini lacustri; 6. Antico conoide di Ronchena con scarpata di terrazzo di kame.

Fig. 15 - Geomorphological sketch of the area including the Marziai and Collesei di Anzù landslides during the formation of the Quero and Marziai lakes. 1. Pre-Quaternary rocks and main ridges; 2. Fluvial deposits and main alluvial fans; 3. Scars and deposits of the Marziai and Collesei di Anzù landslides; 4. Glacial deposits and main morenic ridges; 5. Lacustrine deposits; 6. Ronchena old fan and the scarp of the kame terrace.

innalzare il livello di base del Piave a una quota minima di 207 metri, indicata dalla sommità delle argille lacustri di Marziai. Questo lago si estese rapidamente verso monte e verso la Valle di Villapaiera - Anzù, il cui fondo in roccia è posto a quota 140-160 metri. Le argille lacustri raggiungono anche in questa valle una

quota di circa 210 metri. Si deve dedurre che un altro sbarramento si sia opposto al deflusso delle acque verso la Valle del T. Sonna, riconosciuto nella frana dei Collese di Anzù. Questa frana si manifestò quindi contemporaneamente o forse anche prima di quella di Marziai, ma entrambe, in ogni caso, dopo il ritiro del ghiacciaio del Piave. Le sezioni geoelettriche di Busche-Villaghe (I) e di Villapaiera - Fontane (V) mostrano come, avvenuto il riempimento del Lago di Marziai, si sia verificato un processo erosivo nelle argille lacustri della Valle di Villapaiera - Anzù, con un abbassamento del fondo di circa 40-45 metri rispetto al suo livello di colmata. La figura 10 indica la presenza di una valle sepolta diretta verso la Valle del Sonna, spiegabile con un temporaneo deflusso delle acque attraverso la frana dei Collese di Anzù, favorito probabilmente dalla fusione delle masse di ghiaccio sepolte dalla frana. La mancanza delle argille lacustri del Lago di Quero nella Valle del Sonna (Sezioni VII e VIII) si spiegherebbe con una serie di fattori. Innanzitutto, si tratta di una valle sospesa, rispetto a quella del Piave, come si deduce dal confronto delle quote del fondo in roccia di Vallarghe - S. Vittore (Sez. VII, quota del fondo 140 m) e di Sanzan (Sez. IX, quota del fondo 92 m), nella quale la sedimentazione lacustre sarebbe stata limitata o del tutto assente. Inoltre, la via principale di deflusso del Piave, prima che avvenisse la frana di Marziai, era quella del Canale di Quero e pertanto l'apporto detritico nella Valle del Sonna sarebbe stato comunque modesto. Quando il temporaneo deflusso per la Valle del Sonna fu interrotto dalla deposizione di sedimenti più grossolani che rappresentano la fase principale di aggradazione del Vallone Bellunese (Surian & Pellegrini 2000), il Piave invertì nuovamente il suo corso e si diresse definitivamente oltre la frana di Marziai, verso il Canale di Quero e la pianura (Fig. 15).

## 5. CONCLUSIONI

1. Durante le prime fasi di deglaciazione si verificarono, nell'area esaminata, due grandi frane, quella di Marziai e quella dei Collese di Anzù, messe in evidenza e cartografate attraverso il rilevamento geomorfologico di dettaglio e valutate nelle loro dimensioni attraverso l'analisi geofisica. Tali frane, sicuramente post-LGM per le evidenze riconosciute nella successione stratigrafica del fondovalle, hanno avuto una notevole influenza sull'evoluzione morfologica del Canale di Quero, ma anche sul corso del Piave, ad esempio a monte nel Vallone Bellunese.

2. A differenza di quanto ipotizzato dagli Autori precedenti (Gortani 1953; Venzo 1977) si è riconosciuta, a monte dell'anfiteatro di Quero, la presenza di due laghi.

Il Lago di Quero, testimoniato dai depositi lacustri



di Sanzan con tetto a quota 148 m s.l.m., fu determinato da una soglia in roccia riconoscibile negli affioramenti dell'attuale alveo del Piave in corrispondenza all'anfiteatro di Quero.

Il Lago di Marziai, testimoniato dai depositi lacustri individuati dai sondaggi meccanici e geoelettrici con tetto posto a quota 207-210 m, si formò in seguito allo sbarramento della valle principale del Piave da parte della frana di Marziai e allo sbarramento della Valle di Villapaiera-Anzù da parte della frana dei Collese di Anzù.

3. La vita di questi laghi è, come noto, effimera nel tempo. I loro bacini, infatti, sono destinati a riempirsi con i materiali in essi depositi dal fiume immissario. Il riempimento del Lago di Marziai, considerando le sue notevoli dimensioni (circa 20 km di lunghezza), è stato molto rapido, essendosi realizzato nell'intervallo di tempo compreso, verosimilmente, tra 17.000 e 15.000 anni B.P., ciò in relazione a tassi di sedimentazione decisamente superiori a quelli attuali (Hinderer 2001).

4. Il livello di base costituito dall'accumulo della frana di Marziai ha condizionato l'evoluzione del corso del Piave nel Vallone Bellunese e nel Canale di Quero. Infatti, si è avuta dapprima un'intensa fase di aggradazione nel Vallone Bellunese, testimoniata dalla superficie del terrazzo principale (Surian 1996; Surian & Pellegrini 2000), che si raccorda bene con il livello di base rappresentato dalla frana. Successivamente, una volta completatosi il processo di riempimento della conca lacustre, il processo di aggradazione si è trasferito a valle dell'accumulo di frana determinando un nuovo profilo di equilibrio raccordato al livello di base di Quero.

#### RINGRAZIAMENTI

La ricerca è stata realizzata con i fondi del MIUR - Cofin 2002, nell'ambito del Progetto: *Evoluzione geomorfologica dei versanti e cambiamenti climatici: analisi dei fenomeni franosi e ricostruzioni paleoclimatiche* (Coordinatore nazionale: M. Soldati; Responsabile dell'Unità di Ricerca: G.B. Pellegrini).

Un particolare ringraziamento va a S. Castelli e a N. Michelon del Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica dell'Università di Padova, che hanno curato l'allestimento informatico di tutte le figure.

Si ringrazia inoltre il personale del Corpo Forestale dello Stato, preposto alla Riserva Statale del Vincheto di Cellarda di Feltre, per il supporto logistico fornito durante l'esecuzione del sondaggio meccanico M2.

#### ALLEGATI

Allegato 1 - Carta geomorfologica della Valle del Piave nel Canale di Quero. Studio geomorfologico e geofisico della frana di Marziai.

#### BIBLIOGRAFIA

- Albanese D., 2003 - *Le torbiere del Vallone Bellunese. Analisi geomorfologica e palinologica*. Tesi di Dottorato (inedita), Ciclo XVI, Università degli Studi di Padova, Dipartimento di Geologia Paleontologia e Geofisica: 1-157.
- Avigliano R., Di Anastasio G., Improta S., Peresani M. & Ravazzi C., 2000 - A new Late glacial to early Holocene palaeobotanical and archaeological record in the Eastern Pre-Alps: the Palughetto basin (Consiglio Plateau, Italy). *J. Quat. Sci.*, 15 (8): 789-803.
- Bertoldi R., 1968 - Ricerche pollinologiche sullo sviluppo della vegetazione tardiglaciale e postglaciale nella regione del lago di Garda. *Studi Trent. Sci. Nat.*, 45: 87-162.
- Bertoldi R., 2000 - L'analisi palinologica della successione lacustre-torbosa di Modolo. In: Pellegrini G.B. (a cura di) *Note illustrative della carta geomorfologica del F.° 063 "Belluno" alla scala 1:50.000*, Serv. Geol. It. - Regione del Veneto, Roma: 113-116.
- Bertoldi R. & Consolini M., 1989 - Deglaciazione e sviluppo della vegetazione tardiglaciale e postglaciale nella regione del lago di Iseo attraverso analisi polliniche e datazione <sup>14</sup>C. *Mem. Soc. Geol. It.*, 42: 139-145.
- Bondesan A., 1999 - Una nuova data <sup>14</sup>C nell'anfiteatro di Vittorio Veneto e la costruzione del suo sandur (Pianura del fiume Meschio). VIII Conv. Glaciol. It., Bormio: 87-89.
- Bosellini A., Masetti D. & Sarti M., 1981 - A Jurassic Tongue of the Ocean infilled with oolitic sands: the Belluno Trough, Venetians Alps, Italy. *Marine Geol.*, 44: 59-95.
- Brückner E., 1909 - Die venezianischen Gletscher. In: Penck A. & Brückner E. (1909), *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Lipsia, 3: 954-1042.
- Castiglioni B., 1940 - L'Italia nell'età quaternaria. Carta delle Alpi nel Glaciale (scala 1:200.000). In: Dainelli G. (a cura di), *Atlante Fisico-economico d'Italia*. C.T.I., Milano: Tav. 3.
- Costa V., Doglioni C., Grandesso P., Masetti D., Pellegrini G.B. & Tracanella E., 1996 - *Note illustrative del Foglio geologico (063) Belluno, della Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:50.000*. Ist. Poligr. e Zecca dello Stato, Roma.
- Dal Piaz G., 1896 - Note sull'epoca glaciale nel Bellunese. *Atti Soc. Trent. Sci. Nat.*, 2: 336-346.
- Dal Piaz G., 1912 - Studi geotettonici sulle Alpi orientali. Regione fra il Brenta e i dintorni del lago di Santa Croce. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, 1: 1-195.
- Degli Alessandrini A., 1981 - *Studio geomorfologico e prospezione geoelettrica nella Valle del Piave all'imbocco del Canale di Quero*. Tesi di laurea inedita. Università di Padova: pp. 170.
- Flliri F., 1988 - An outline of the middle and main Würm chronology of the Eastern Alps. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 11: 117-118.
- Fratini F., 1883 - Sugli antichi ghiacciai del Feltrino. *Annuario Soc. Alpin. Trid.*, 10: 181-234.

- Gortani M., 1953 - Un lago glaciale della valle del Piave a monte di Quero. *Mem. Acc. Sc. Ist. Bologna*, ser. 10, tomo 10: 125-130.
- Hinderer M., 2001 - Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta*, 14: 231-263.
- Husen D. van, 1997 - LGM and Late-Glacial fluctuations in the Eastern Alps. *Quaternary International*, 38/39: 109-118.
- Otolani M., 1932 - *Il bacino del Cismon*. Società di Studi per la Venezia Tridentina, Trento: 223 pp. (Collana di Monografie regionali, 6).
- Paganelli A., 1996 - Evolution of vegetation and climate in the Veneto-Po Plain during the Lateglacial and the Early Holocene using pollen-stratigraphic data. *Il Quaternario*, 9 (2): 581-590.
- Pellegrini G.B., 1994 - L'evoluzione geomorfologica del Vallone Bellunese nel Tardiglaciale würmiano e nell'Olocene antico. Atti del Convegno "Sepolture preistoriche nelle Dolomiti e primi insediamenti storici", 19 settembre 1992, Belluno, Fondazione G. Angelini: 29-57.
- Pellegrini G.B., 2000 - *Note illustrative della carta geomorfologica del F. 063 "Belluno" alla scala 1:50 000*. Serv. Geol. It. - Regione del Veneto, Firenze 1-141.
- Pellegrini G.B. & Surian N., 1994 - Late Pleistocene geomorphological evolution in the Vallone Bellunese, Southern Alps (Italy). *Geogr. Fis. Dinam. Quatern.*, 17: 67-72.
- Pellegrini G.B. & Zambrano R., 1979 - Il corso del Piave a Ponte nelle Alpi nel Quaternario. *Studi Trent. Sc. Nat.*, 56: 69-100.
- Pellegrini G.B., Albanese D., Bertoldi R. & Surian N., 2005 - La deglaciazione alpina nel Vallone Bellunese, Alpi Meridionali Orientali. *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 7: 271-280.
- Pellegrini G.B., Surian N. & Albanese D., (2006) - Landslide activity in response to alpine deglaciation: the case of the Belluno Prealps (Italy). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* (in stampa).
- Preziosi L., 1986 - *Rilevamento geologico della zona compresa tra Vas, Marzai e M. Cesen*. Tesi di laurea (inedita), Università di Padova: pp 134.
- Princivalle A., 1989 - *Rilevamento geologico del M. Tomatico*. Tesi di laurea (inedita), Università di Padova: 150 pp.
- Schwinner R., 1923 - Die Oberfächengestaltung des östlichen Sukaner gebietes. *Ostalpine Formenstudien*, Borntraeger, Berlino: 98 pp.
- Surian N., 1996 - The terraces of the Piave River in the Vallone Bellunese (Eastern Alps, Italy). *Geogr. Fis. Dinam. Quatern.*, 19: 119-127.
- Surian N. & Pellegrini G.B., 2000 - Paraglacial sedimentation in the Piave valley (Eastern Alps, Italy): an example of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 23: 87-92.
- Tessari F., 1973 - Geomorfologia del bacino di Lamon, Val Cismon, Alpi Dolomitiche. *Mem. Mus. Trid. Sc. Nat.*, 19 (2): 29-113.
- Venzo S., 1944 - Studio geomorfologico sull'altopiano di Lavarone e sull'alta Valsugana (Trentino). Raffronti colla bassa Valsugana e la Val d'Adige. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*, 83: 183-249.
- Venzo S., 1977 - I depositi quaternari e del Neogene superiore nella bassa valle del Piave da Quero al Montello e del Paleopiave nella valle del Soligo (Treviso). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 30: 1-64.
- Zanferrari A., Bollettinari G., Carobene L., Carton A., Carulli G.B., Castaldini D., Cavallin A., Panizza M., Pellegrini G.B., Pianetti F. & Sauro U., 1982 - Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale. *Mem. Sc. Geol.*, 35: 355-376.