

GIOVANNI BATTISTA PELLEGRINI (\*), DIEGO ALBANESE (\*), REMO BERTOLDI (\*\*)  
& NICOLA SURIAN (\*\*\*)

## LA DEGLACIAZIONE ALPINA NEL VALLONE BELLUNESE, ALPI MERIDIONALI ORIENTALI

**ABSTRACT:** PELLEGRINI G.B., ALBANESE D., BERTOLDI R. & SURIAN N., *The alpine deglaciation in the Vallone Bellunese, Southern Eastern Alps*. (IT ISSN 1724-4757, 2005).

This study deals with the glacial landforms and deposits of the Vallone Bellunese (Piave glacier) which date back to a period that began with the alpine deglaciation and ended with the Bölling interstadial. This period was characterized by a rapid increase of temperature and a retreat of glaciers from the main alpine valleys. Through the investigations carried out in the last years, in particular detailed geomorphological mapping, drillings, radiometric datings and pollen analysis of two peat-bogs (Modolo and Chiesurazza), it has been possible to reconstruct an up-to-date chronological outline of the geomorphological evolution of this area during the Late Pleistocene-Holocene, and to improve the present knowledge on the alpine deglaciation in the southern side of the Alps.

The Salce Stadial is defined; in that stadial the equilibrium-line altitude was about 1660 m and therefore it could be considered as one of the «ancient stadials» that occurred just after the LGM. The Salce Stadial had climatic conditions not so different from those of the LGM and an age between 16,200 and 15,000 years BP, therefore it is older than Bölling interstadial.

**KEY WORDS:** Alpine deglaciation, Glacial geomorphology, Pollen analysis, Upper Pleistocene, Southern Alps.

**RIASSUNTO:** PELLEGRINI G.B., ALBANESE D., BERTOLDI R. & SURIAN N., *La deglaciazione alpina nel Vallone Bellunese, Alpi Meridionali Orientali*. (IT ISSN 1724-4757, 2005).

In questo lavoro si è voluto approfondire l'esame delle forme e dei depositi lasciati dal ghiacciaio plavense nel Vallone Bellunese durante l'intervallo di tempo che va dall'inizio della deglaciazione alpina all'interstadial tardiglaciale di Bölling (*Auct.*), durante il quale si ha un sensibile innalzamento della temperatura ed il ritiro definitivo delle masse glaciali dalle principali valli alpine verso la parte superiore dei bacini. Le ricerche condotte negli ultimi anni, basate soprattutto sul rilevamento geomorfologico di dettaglio, sui sondaggi geognostici, sulle datazioni radiometriche e sullo

studio dei pollini nelle torbiere di Modolo e Chiesurazza, hanno permesso di costruire un quadro cronologico aggiornato sulla evoluzione geomorfologica di quest'area durante il Pleistocene Superiore-Olocene, ed in particolare un aggiornamento cronostratigrafico sulle conoscenze della deglaciazione alpina sul versante meridionale delle Alpi.

Viene definito lo stadio di Salce che, avendo un limite delle nevi intorno ai 1660 m, potrebbe essere considerato come uno degli «*stadi antichi*» post-LGM, con un'età compresa tra 16.200 e 15.000 anni BP, quindi sicuramente precedente all'interstadial tardiglaciale di Bölling (il cui inizio è posto, per il versante meridionale delle Alpi, a 13.300-13.500 anni BP), con condizioni climatiche non molto diverse da quelle dell'ultima massima espansione glaciale.

**TERMINI CHIAVE:** Deglaciazione alpina, Geomorfologia glaciale, Analisi pollinica, Pleistocene Superiore, Alpi Meridionali.

### INTRODUZIONE

Nel settore orientale delle Alpi Meridionali, l'ultima massima espansione glaciale è ben documentata da numerose e differenti forme d'erosione e di accumulo glaciali, descritte con notevole chiarezza anche dagli Autori precedenti (Brückner, 1909; Castiglioni B., 1940; Venzo, 1977).

Le ricerche condotte negli ultimi anni, basate soprattutto sul rilevamento geomorfologico di dettaglio, sui sondaggi geognostici, sulle datazioni radiometriche e sullo studio dei pollini, hanno permesso di costruire un quadro cronologico aggiornato sull'evoluzione geomorfologica di quest'area durante il Pleistocene Superiore-Olocene (Pellegrini, 2000), con particolare riguardo alle fasi di ritiro tardiglaciale. In questo lavoro si è voluto approfondire l'esame delle forme e dei depositi lasciati dal ghiacciaio plavense nel Vallone Bellunese durante l'intervallo di tempo che va dall'inizio della deglaciazione alpina (che può essere posto subito dopo la massima espansione del ghiacciaio del Piave per la quale è disponibile una età  $^{14}\text{C}$  di  $17.670 \pm 320$  anni BP, relativa alle morene frontali dell'anfiteatro glaciale di Vittorio Veneto; Bondesan, 1999) all'interstadial tardiglaciale, generalmente indicato come interstadial di

(\*) Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova, via Giotto 1 - 35137 Padova.

(\*\*) Dipartimento di Biologia Evolutiva e Funzionale, Università di Parma.

(\*\*\*) Dipartimento di Geografia, Università di Padova, via del Santo 26 - 35123 Padova.

Bölling (Ravazzi, 2002). Durante questo interstadio si ha un sensibile innalzamento della temperatura (Bertoldi, 1968) ed il ritiro definitivo delle masse glaciali dalle principali valli alpine verso la parte superiore dei bacini (Venzo, 1977; Maisch, 2000; Pellegrini & *alii*, in stampa).

La ricchezza di dati geomorfologici, di sequenze tardiglaciali con ritmi e di datazioni  $^{14}\text{C}$ , consentono un aggiornamento cronostratigrafico sulle conoscenze della deglaciazione alpina sul versante meridionale delle Alpi. In particolare ci si propone di collocare dal punto di vista cronostratigrafico alcune fasi stadiali di ritiro di questo ghiacciaio alpino.

#### FASI DI RITIRO DEL GHIACCIAIO DEL PIAVE

La carta geomorfologica del Foglio 063 Belluno (Serv. Geol. It. - Regione del Veneto, 2000), mette in evidenza una serie di forme e depositi che consentono di ricostruire

almeno tre fasi di ritiro del ghiacciaio del Piave dal Vallone Bellunese.

Durante l'LGM le correnti di ghiaccio provenienti dalla regione dolomitica confluivano nel Vallone Bellunese dando luogo ad un'unica massa di ghiaccio che occupava la conca fino a quota 1140 m (B. Castiglioni, 1923). In corrispondenza dell'attuale conca di Ponte nelle Alpi, il ghiacciaio si divideva in due rami: il ramo occidentale, attraversata la Val Belluna, costruì l'anfiteatro di Quero, mentre quello orientale, passando per la Valle di S. Croce e la Val Lapisina, costruì il sistema frontale di Gai e di Vittorio Veneto (fig. 1).

#### Prima fase

Una prima fase (di ritiro e di successive avanzate) può essere ricostruita facendo riferimento alle morene del Nevegal (1008 m), di Quantin (752 m), di Val Piana (834 m) e alla serie di dossi morenici arcuati, posti sulla dorsale an-



FIG. 1 - Il ghiacciaio del Piave durante l'ultima massima espansione (da B. CASTIGLIONI, 1941, modificato).

ticlinale che separa la Valle di S. Croce dal Vallone Bellunese, con un abbassamento della superficie del ghiacciaio in questa parte del Vallone Bellunese, rispetto a quella raggiunta, sulle pendici del Monte Pascolet, durante l'LGM, di circa 300 m (fig. 1 e tav. 1/A).

Correlando fra loro i cordoni morenici ed i terrazzi di *kame* di questa fase si può ricostruire la forma di un ghiacciaio che era ancora unito a quelli del Mis e del Cordevole, con una fronte posta verso l'imbocco del Canale di Quero (fig. 1 e tav. 1/A, simbolo 14).

Questa fase è stata datata  $16.210 \pm 50$  anni BP (AMS), utilizzando un sottile livello di limi incluso nel *till* di alloggiamento alla base della torbiera di Val Piana (834 m), posta ai margini dell'altopiano del Nevegal (tav. 1/A e fig. 4). L'analisi pollinica di questo livello ha messo in evidenza un ambiente con condizioni di clima freddo, caratterizzato da una bassa frequenza di pollini di *Pinus*, *Betula* ed *Artemisia*.

### Seconda fase

Una seconda fase è riconoscibile con particolare evidenza sempre sul versante settentrionale del Col Visentin (1763 m), all'interno della fascia altimetrica compresa fra i 620 m di Col Palù e i 420 m del Piano di Castion, con un abbassamento del livello del ghiacciaio rispetto alle morene del LGM pari a 520 m (fig. 1 e tav. 1/A). Appartiene a questa fase anche la vistosa morena laterale su cui sorge Pieve d'Alpago (650 m) (Pellegrini, 1975), testimonianza di un'ultima sosta del ramo orientale del ghiacciaio del Piave nella conca dell'Alpago (fig. 1). La spettacolare morena di Col Palù ha sbarrato il deflusso delle acque dando luogo ad un piccolo bacino lacustre (562 m).

Questa fase di ritiro glaciale è delineata da una serie di dossi morenici allungati parallelamente all'asse del Vallone Bellunese che va decrescendo da Col Palù a Sossai (484 m), a Cet (439 m), alla Madonna del Parè (497 m), alla splendida serie a gradinata di terrazzi di *kame* a sud di Mel (fuori carta) (Gareis, 1981), che descrivono il progressivo abbassamento della fronte del ghiacciaio. Durante questo periodo avviene il distacco dei ghiacciai del Cordevole e del Mis (ancora uniti fra loro) da quello del Piave, che ha potuto così costruire una propria fronte sul suo fianco destro, come è ben testimoniato dalla cerchia di morene poste fra Bes (484 m), Sois (471 m) e Chiesurazza (472 m), e dal piccolo arco frontale di Villago-Passaneghe (380 m). La fronte principale del ghiacciaio doveva essere posta più a valle, presso l'attuale piana di Sedico (307 m), ma di essa non c'è traccia diretta sul terreno.

LA TORBIERA DI CHIESURAZZA - Il bacino lacustre (460 m) formatosi all'interno delle morene di Chiesurazza (tav. 1 e fig. 2), trasformatosi nel tempo in un'estesa torbiera, è stato oggetto di approfonditi studi di carattere palinologico ad opera di Albanese (2003). Alcuni sondaggi geognostici eseguiti mediante sonda meccanica e scavo in trincea, hanno consentito di riconoscere le varie fasi di sedimentazione lacustre e di formazione di un pacco di 5 m di torba. Alla base della torba, a contatto con il sedi-

mento indicante la fine della fase lacustre, è stata eseguita una radiodatazione, su materiale organico vegetale, che ha fornito una età  $^{14}\text{C}$  di  $8410 \pm 40$  anni BP, mentre a 6,40 m di profondità, all'interno dei sedimenti lacustri, ricchi di sostanza organica, si è avuta un'età  $^{14}\text{C}$  di  $12.490 \pm 40$  anni BP. Un campione raccolto al passaggio fra i sedimenti lacustri ed i sottostanti depositi glaciali, posti a quota di 8,70 m, si è rivelato non databile con il metodo del radiocarbonio.

L'analisi palinologica dell'intera sequenza ha messo in evidenza una serie di eventi vegetazionali e climatici che vanno dalla fine del Pleniglaciale all'inizio Olocene (fig. 2).

La parte inferiore del diagramma pollinico (CHIE 1) è dominata da elementi erbacei con componenti steppici, mentre le piante arboree sono scarse, per la loro rada presenza nelle vicinanze del bacino, conseguenza delle fredde condizioni del clima di quel momento. La concentrazione pollinica è infatti bassa, con prevalenza percentuale di *Pinus* sp.pl., trattandosi per la maggior parte di *Pinus mugo/silvestris* e subordinatamente di *Pinus cembra*. In conformità a situazioni di clima freddo e arido, gli elementi steppici (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*), con valori di concentrazione sempre bassi, decrescono verso l'alto.

La zona successiva (CHIE 2) presenta un primo evento significativo di reforestazione, con forte incremento della concentrazione pollinica, a favore di *Pinus*, *Larix decidua* e *Hippophae rhamnoides*, ed anche di *Salix* e *Picea abies*, mentre si ha un leggero decremento degli elementi steppici (*Juniperus*, *Ephedra* tipo *fragilis*). La parte superiore di questa zona ha una età  $^{14}\text{C}$  di  $12.490 \pm 40$  anni BP, che ci permette di collocarla all'interno dell'interstadiale di Bölling (*Auct.*), il cui inizio è posto, per il versante meridionale delle Alpi, a 13.300-13.500 anni BP (Bertoldi, 1968; Schneider, 1985; Paganelli, 1996).

### Terza fase

La terza fase di ritiro è quella più documentata dal punto di vista morfologico, cronologico e palinologico (tav. 1/B). Essa ha nella torbiera di Modolo (424 m), posta sul fianco sinistro della valle del Piave, pochi chilometri a valle della torbiera di Col Palù (tav. 1/A), precedentemente ricordata, e nel piccolo sistema frontale delle morene di Salce (385 m), i punti di riferimento principali (tav. 1/B). Anche i limiti laterali del ghiacciaio plavense sono tracciabili entro una fascia altimetrica che va dal breve ma significativo dosso morenico di Piai (404 m), nei pressi di Castion, alle morene laterali e i terrazzi di *kame* della Vena d'Oro (491 m), con un abbassamento del livello del ghiacciaio rispetto alle morene dell'LGM di circa 700 m. Sul versante opposto il limite è ricostruibile considerando gli alvei abbandonati dei corsi d'acqua marginali (il T. Ardo di Belluno), che con i loro depositi fluvio-glaciali si appoggiavano al ghiacciaio tra la zona di Belluno e Col di Piana. Sul versante destro della valle l'abbassamento più significativo del ghiacciaio rispetto alla fase precedente si ha fra le morene frontali di Chiesurazza-Sois (472 m) e quelle, a forma di chele, del piccolo anfiteatro di Salce (385 m). I 90 metri di dislivello fra le due fronti laterali testimoniano

Chiesurazza (BL) 460 s.l.m.  
 Diagramma pollinico generale

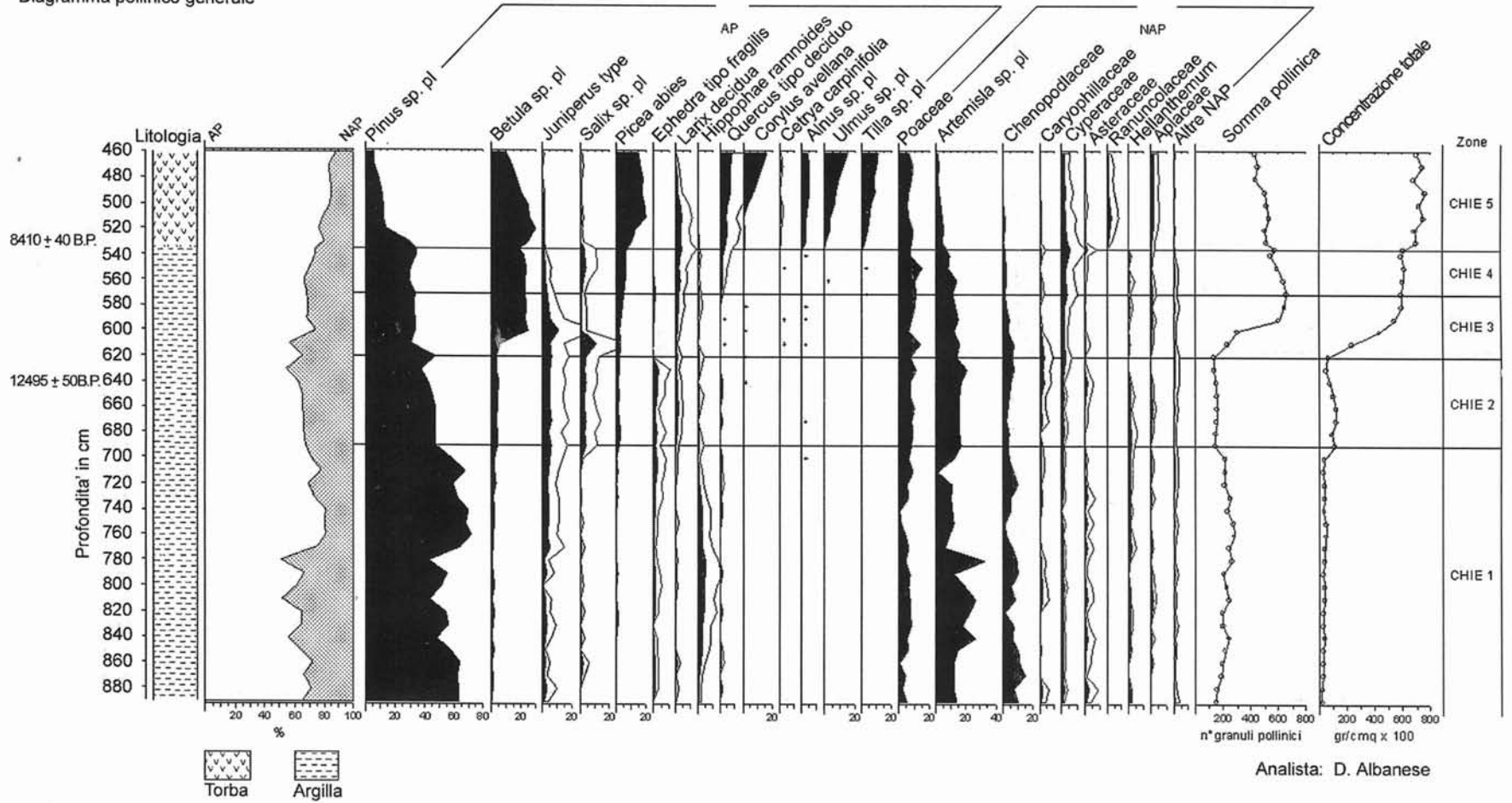


FIG. 2 - Diagramma sintetico della sequenza pollinica della torbiera di Chiesurazza (D. ALBANESE).

l'esistenza di due fasi distinte di ritiro ed avanzata, ciò che determina anche il netto distacco fra il ghiacciaio del Piave e quelli del Cordevole-Mis. La fronte principale del ghiacciaio del Piave doveva essere posta intorno ai 320 m, a monte di un lago di sbarramento, che andava estendendosi da valle verso monte, man mano che il ghiacciaio si ritirava, come provato dal sondaggio di Mezzaterra (tav. 1/B e fig. 4), eseguito nella piana di Sedico (Pellegrini, 1994).

Il limite delle nevi nel Vallone Bellunese durante l'LGM è stato posto da B. Castiglioni (1923) a 1350 m con riferimento ai ghiacciai del versante settentrionale del Col Visentin nella regione prealpina, caratterizzata da abbondanti precipitazioni. Sembra qui opportuno fare riferimento però al limite delle nevi relativo all'intero bacino di alimentazione del ghiacciaio del Piave, che è stato valutato già da Penck & Brückner, (1909), intorno 1600 m. Un valore molto simile (1635 m) risulta anche da un calcolo speditivo (metodo di Marinelli, 1928) che considera la fronte del ghiacciaio situata a Quero (270 m), e la quota media delle cime dolomitiche del bacino del Piave posta a circa 3000 m. Essendo la fronte del ghiacciaio del Piave durante questa terza fase (sosta di Modolo) situata poco a monte di Sedico a quota 320 m, si può calcolare che il limite delle nevi di tale periodo doveva essere intorno ai 1660 m, poco più alto di quello dell'LGM, ma ben 1090 m più basso di quello del 1850 (livello di riferimento «BZN», Gross & alii, 1977). Questa sosta di Modolo può quindi essere assimilata ad una delle espansioni glaciali stadiali, per la più antica delle quali (*Schiliar o Bühl*) era stato ipotizzato un piccolo innalzamento rispetto al limite delle nevi dell'LGM. Questo stadio (Stadio di Salce), insieme alle altre fasi di ritiro qui descritte, potrebbe essere considerato come uno degli «*stadi antichi*» post-LGM (Sernarclens-Grancy, 1956; Castiglioni G.B., 1961), con condizioni climatiche non molto diverse da quelle dell'ultima massima espansione glaciale, ma precedenti l'interstadio di Bölling.

**LA TORBIERA DI MODOLO** - La torbiera di Modolo si è formata in una depressione allungata in direzione NNE-SSW, sul margine sinistro del ghiacciaio del Piave, a seguito di una sosta durante la deglaciazione, nella quale si sono depositi gli estesi cordoni morenici e terrazzi di *kame* della Vena d'Oro. La quota del ghiacciaio, a fianco del quale si andava a formare la sequenza lacustre di Modolo, era posta fra quella massima di 455 m relativa alla morena laterale più vicina e quella di 424 m relativa alla superficie del bacino lacustre, alimentato da uno scaricatore glaciale.

Per individuare l'andamento del substrato roccioso e le caratteristiche litologiche e palinologiche dei depositi di riempimento della torbiera sono stati eseguiti, a cura del Serv. Geol. It. - Regione del Veneto (2000), alcuni sondaggi a carotaggio continuo, il più completo dei quali è stato utilizzato anche per l'analisi pollinica (fig. 3). Dalla carota di Modolo sono stati prelevati due campioni che hanno fornito l'età  $^{14}\text{C}$  di  $3885 \pm 140$  anni BP della base della torba situata a 2,40 m dal piano campagna, e una età  $^{14}\text{C}$  di  $9195 \pm 260$  anni BP per un legno estratto dai limi lacustri

alla profondità di -7,60 m. Il substrato marnoso è posto alla profondità di -22,6 m, ma sopra uno strato di circa 5 m di depositi glaciali di fondo, da quota -17,3 fino a quota -9,0 m, si è trovata una serie continua di livelli millimetrici sabbioso-limosi e limoso-argillosi. L'esame fisico-chimico eseguito su questi ultimi sedimenti per il prelievo dei campioni da destinare allo studio palinologico ha accertato la presenza, nei vari livelli di laminiti, di granuli pollinici, ciò che escluderebbe la presenza del ghiacciaio in quel periodo di sedimentazione. Si tratta di laminiti che potrebbero essere interpretate come ritmi stagionali di ambiente periglaciale. Lo studio di questo complesso di sedimenti e l'analisi pollinica dell'intera carota di Modolo è stato realizzato da Bertoldi (in Pellegrini, 2000).

L'indagine palinologica di Modolo ha svelato una lunga e dettagliata sequenza floristica, vegetazionale e quindi climatica, che si estende dai depositi glaciali dell'ultimo Pleniglaciale alle torbe oloceniche. La sequenza di Modolo, che copre un così lungo lasso di tempo, rappresenta la storia paleoambientale successiva all'LGM più completa che si conosca per il settore orientale delle Prealpi. Pertanto i risultati di questa indagine possono utilmente integrare quelli eseguiti nelle aree vicine al Vallone Bellunese (Avigliano & alii, 2000), che riguardano il periodo che segue la cronozona del Bölling.

La successione vegetazionale rappresentata dal diagramma pollinico sintetico di fig. 3 è chiaramente bipartita: nella parte medio - inferiore del profilo dominano le piante erbacee, principalmente taxa steppici, mentre gli elementi arborei sono rappresentati quasi unicamente da *Pinus* (in percentuali non reali); nella porzione medio-superiore hanno la supremazia gli elementi forestali.

La zona iniziale (MO-1) posta alla base del diagramma pollinico, con i suoi rilevanti valori di elementi steppici (principalmente *Artemisia*) e con valori di concentrazione di AP (essenzialmente *Pinus*) estremamente bassi (< 400 granuli/gr di sedimento) attesta una formazione vegetale a steppa fredda, più o meno aperta, con sparuti arbusti e/o alberi di Pino, Ginepro e Olivello spinoso. Un tale paesaggio vegetale rispecchia certamente un clima subartico. Questa più antica zona pollinica di Modolo è delimitata verso l'alto da una prima vistosa caduta della curva degli elementi steppici che localizza il limite inferiore della zona pollinica seguente (MO-2), caratterizzata da maggiore visibilità della curva degli elementi pionieri: si susseguono infatti fasi alterne di formazione steppiche più o meno alberate a Pino e fasi ancora chiaramente steppiche. Le deboli pulsazioni climatiche, positive e negative, sono ben riflesse nell'andamento della curva delle concentrazioni AP: nelle sottozone MO-2a e MO-2c i valori delle concentrazioni (essenzialmente di *Pinus*) arrivano a 1000 granuli/gr di sedimento, mentre nelle sottozone MO-2b e MO-2d essi appaiono nettamente inferiori.

La parte inferiore della zona successiva (sottozona MO-3a) fissa l'evento più importante sia dal punto di vista vegetazionale che climatico della parte più profonda del profilo. Questa sottozona registra la fase di reforestazione a Pino delle Prealpi Bellunesi successiva ai rigori glaciali dell'ultimo acme glaciale. Essa riflette infatti la prima oscil-

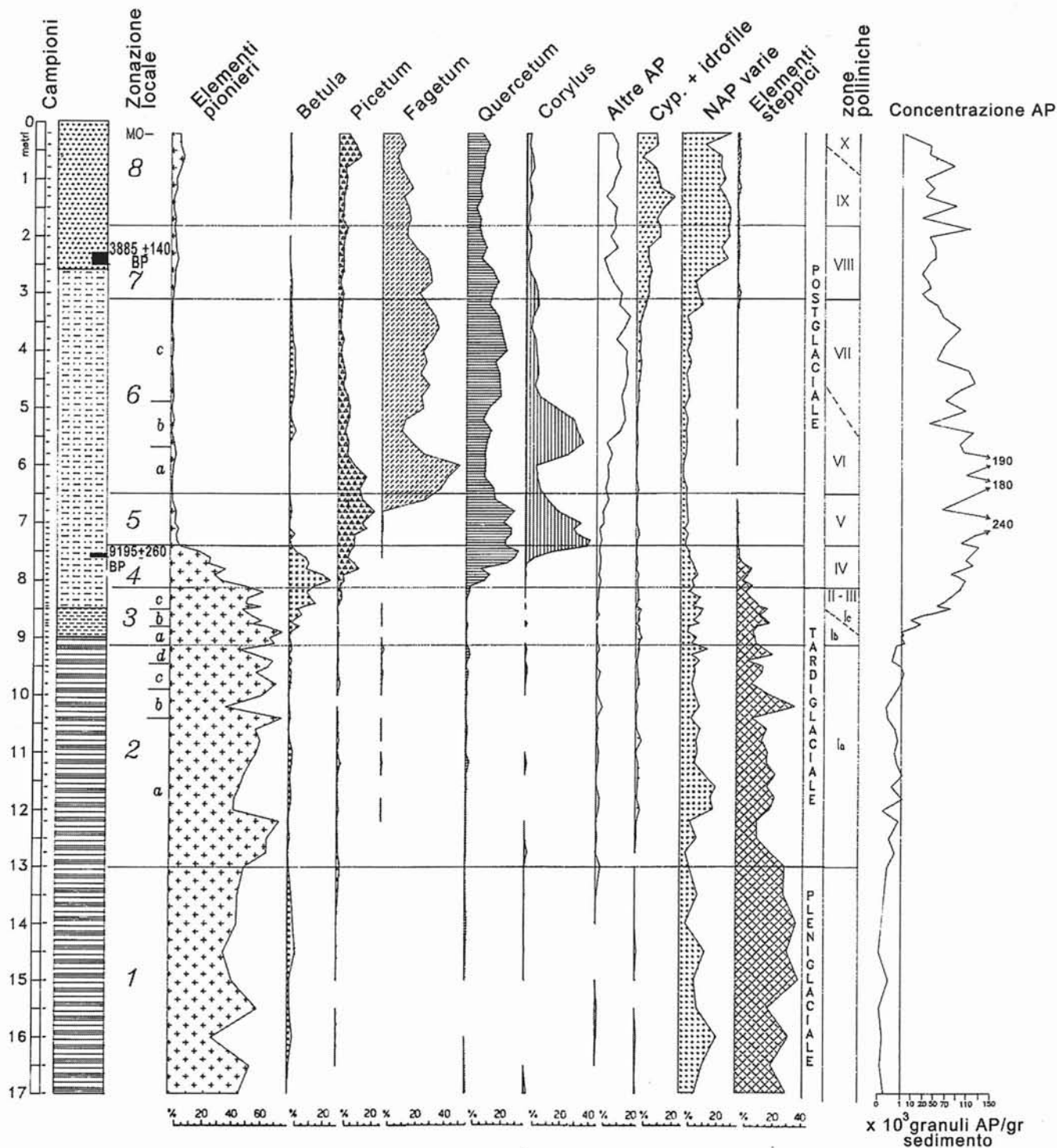


FIG. 3 - Diagramma sintetico della sequenza pollinica e curva della concentrazione pollinica delle PA nella sequenza di Modolo, con riferimento alla colonna stratigrafica costituita, dall'alto verso il basso, da torba, limi lacustri, argille e da un potente strato a ritmi (R. BERTOLDI). Nella sequenza pollinica riassuntiva i vari elementi floristici (tranne *Betula* e *Corylus*) sono sommati in gruppi secondo le loro affinità ecologiche e scelti in modo da rispecchiare l'attuale distribuzione altitudinale della vegetazione delle Prealpi Venete. In particolare: **Elementi pionieri**: *Pinus* soprattutto + *Juniperus* + *Hippophae*; **Picetum**: *Picea* soprattutto + *Larix*; **Fagetum**: *Fagus*, *Abies* + *Taxus*; **Quercetum**: *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Acer*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Hedera*, *Vitis*, ...; **Altre AP**, cioè altre piante arboree: *Salix*, *Populus*, *Alnus*, *Caprifoliaceae*, ...; **Cyp.+Idrofile**, cioè piante di luoghi umidi od acquatici: *Cyperaceae*, *Myriophyllum*, *Lemnaceae*, *Typhaceae*, *Sparganiaceae*, *Lythraceae*, ...; **NAP varie**: *Gramineae*, *Asteraceae*, *Ranunculaceae*, *Umbelliferae*, *Lamiaceae*, *Rubiaceae*, ...; **Elementi steppici**: *Artemisia* soprattutto, poi *Chenopodiaceae*, *Ephedra*. All'estrema destra del diagramma pollinico è rappresentata la curva delle concentrazioni delle sole AP (piante arboree), i cui valori esprimono visivamente le variazioni del grado di copertura forestale del Vallone Bellunese durante gli ultimi 16 000 anni.

lazione climatica interstadiale del Tardiglaciale, cioè l'Interstadio di Bölling (z.p. Ib). Questo evento è importante anche dal punto di vista palinostratigrafico e cronostratigrafico. Infatti l'inizio dell'Interstadio di Bölling è ben datato con il  $^{14}\text{C}$ , nella cerchia sud alpina, dove segna ovunque l'inizio della reforestazione a *Pinus* e/o a *Betula* (Bertoldi, 1968; Bertoldi & Consolini, 1989). La successiva fase a reforestazione a *Betula* e *Pinus* (MO-3c) testimonia verosimilmente l'Interstadio temperato di Alleröd (z.p.II). Tuttavia a Modolo le vicende vegetazionali e climatiche dei due interstadi tardiglaciali non sono chiaramente separabili, in quanto le oscillazioni climatiche negative del periodo a tundra intermedio (z.p.Ic) come pure di quello più recente (z.p.III) non sono riflesse nella vegetazione. Verosimilmente i peggioramenti climatici di questi due stadi finali del Tardiglaciale sono relativi, poco marcati e non hanno condizionato il positivo sviluppo forestale nelle Prealpi Venete. Anche i valori delle concentrazioni di AP non possono essere utilizzati per delimitare le diverse zone polliniche; infatti essi si presentano in costante e progressivo incremento: da 1200-3000 granuli/gr nella sottofase MO-3a, si portano a 7000-21000 granuli nella sottofase MO-3b, fino ad arrivare a 70000 granuli all'epilogo della sottofase MO-3c. Nella regione Insubrica, del resto, è stata da tempo osservata una simile successione di eventi (Bertoldi, 1968; Bertoldi & Consolini, 1989).

Ne consegue che le zone sottostanti del diagramma, MO-1 ed MO-2 precedono il Bölling. La zona MO-2 è senz'altro correlabile con il periodo a tundra (o a Dryas) più antico, z.p.Ia, entro la quale si manifestano già deboli pulsazioni climatiche, mentre la sottostante zona MO-1 è più antica, risalente verosimilmente al Pleniglaciale.

Il limite Pleniglaciale/Tardiglaciale è chiaramente segnato nella sequenza di Modolo, poiché corrisponde bene alla caduta della curva degli elementi steppici e al simultaneo aumento della concentrazione pollinica delle AP.

L'intera sequenza di questi eventi è archiviata nel potente strato a ritmiti. Il passaggio dallo strato a ritmiti all'argilla limosa lacustre è palinostratigraficamente datato, dalla sequenza pollinica che indica chiaramente l'inizio della reforestazione a Pino del Vallone Bellunese. A sud delle Alpi, come accertato anche radiometricamente nell'Insubria orientale (Bertoldi, 1968), tale evento corrisponde all'inizio dell'Interstadio di Bölling, cioè circa 13.300 anni BP. Si è ritenuto di utilizzare questa corrispondenza stratigrafica tra la fine della sedimentazione a ritmiti ed il primo importante aumento della temperatura dopo l'LGM per determinare, mediante il conteggio delle ritmiti, ed ipotizzando per queste una sequenza annuale in relazione all'ambiente periglaciale di deposizione, l'età del livello di 13 m di profondità che si aggira sui  $14.525 \pm 280$  anni BP e corrisponde bene al limite Pleniglaciale/Tardiglaciale. Esso, come accennato, è segnato vegetazionalmente dalla vistosa prima caduta della curva della *Artemisia* assieme agli altri taxa steppici e dall'incremento della concentrazione pollinica delle AP.

La parte sottostante appartiene invece all'epilogo del Pleniglaciale ed è espressa vegetazionalmente da una step-

pa fredda ad *Artemisia* prevalente e da valori di concentrazione AP estremamente bassi.

Le fasi polliniche della parte medio - superiore del diagramma pollinico (da MO-4 a MO-8) registrano gli eventi floristico - vegetazionali dell'intero Postglaciale. Il suo inizio è segnato chiaramente dal definitivo crollo delle curve degli elementi steppici e dei taxa erbacei in generale, dalla rapida risalita delle curve delle percentuali degli elementi arborei e dall'impennata della curva delle concentrazioni AP. La successione pollinica qui rappresentata mostra l'ordine, il ruolo e l'importanza dei principali elementi forestali nella reforestazione olocenica. La loro descrizione trascende l'intento di questo lavoro e quindi non verrà discussa. Si fa notare soltanto che il grado di copertura arborea, testimoniato dalla curva delle concentrazioni, è massimo nel Postglaciale medio-inferiore (fino ad oltre 200.000 granuli/gr sedimento), mentre nella porzione superiore tende vistosamente a restringersi, certamente anche in conseguenza dell'impatto antropico.

## DISCUSSIONE DEI DATI

L'intervallo di tempo fra l'inizio della «deglaciazione alpina» sul versante meridionale delle Alpi e l'interstadio tardiglaciale è scarsamente definito in termini stratigrafici (Ravazzi, 2003), sia per la difficoltà di correlare le sequenze tardiglaciali dell'Europa settentrionale con quelle delle Alpi meridionali e degli Appennini (Giraudi & Frezzotti, 1997), sia per la scarsità di dati confrontabili sui due versanti delle Alpi, date le diversità cronologiche nella registrazione degli eventi climatostratigrafici, basati per lo più su dati relativi all'Europa centro-settentrionale (Ravazzi, 2003). Così come è quasi consuetudine generale, da parte dei ricercatori del Quaternario, l'abbandono del modello classico delle glaciazioni alpine (Penck & Brückner, 1909) a favore di un approccio che utilizza unità stratigrafiche inserite in una scala cronologica relativa (Bini & alii, 2004), è opportuno utilizzare lo stesso criterio anche nello studio degli eventi sedimentari minori, come quelli che hanno caratterizzato la deglaciazione alpina, limitando al confronto l'utilizzo degli stadi definiti per il versante settentrionale delle Alpi.

I depositi glaciali dell'LGM nell'area esaminata sono cronologicamente definiti dalla datazione  $^{14}\text{C}$  di età  $17.670 \pm 320$  anni BP della morena più esterna dell'anfiteatro glaciale del Piave a Colle Umberto (Vittorio Veneto) (Bondesan, 1999). Possiamo ritenere quindi che solo successivamente ai 18.000 anni BP abbia avuto inizio la deglaciazione del ghiacciaio del Piave con il suo progressivo ritiro dal fondo delle valli principali e dai versanti.

Nella fase iniziale di ritiro-avanzata, una delle prime soste è stata datata ( $^{14}\text{C}$ )  $16.210 \pm 50$  anni BP (AMS), utilizzando i limi del *till* di alloggiamento alla base della torbiera di Val Piana (834 m), depositi in ambiente di clima freddo, caratterizzato da vegetazione rada a *Pinus*, *Betula* ed *Artemisia*.

Le tre fasi di ritiro, individuate con ricchezza di dati morfologici ed in particolare con la segnalazione di due nuove fronti marginoglaciali (quella di Chiesurazza e quella di Salce) nel Vallone Bellunese, vengono a collocarsi fra questa ultima data e quella di  $13.160 \pm 110$   $^{14}\text{C}$  anni BP, che segna l'arrivo dei primi depositi fluviali nel bacino lacustre di Sedico (Mezzaterra) (tav. 1/B e fig. 4). Infatti nell'interstadio tardiglaciale di Bölling la completa fusione delle masse glaciali dal fondovalle era già avvenuta. Nella Val Lapisina, a monte della morena frontale di Gai, i tronchi fossili delle Fornaci di Revine, datati ( $^{14}\text{C}$ )  $14.765 \pm 135$  e  $14.370 \pm 115$  anni BP (Casadoro & alii, 1976), dimostrano che in questa valle la deglaciazione era sicuramente in atto già da circa 15.000 anni BP. Viene così a restringersi anche il periodo in cui si sono manifestate le grandi frane delle Masiere di Vedana e di Fadalto (Taramelli, 1883; Dal Piaz, 1912; Abele, 1972; Venzo, 1977; Pellegrini & Zambrano, 1979; Pellegrini & Surian, 1996; Pellegrini, 2000) verificatesi quando erano ancora presenti sul fondovalle gli ultimi residui delle lingue glaciali del Cordevole e della Val Lapisina e che il Venzo (1977) giustamente collocò nel Pre-Bölling, quando il ghiacciaio del Piave era già separato da quello del Cordevole. Lo studio dei depositi lacustri della torbiera di Chiesurazza (460 m), formatasi a fianco del ghiacciaio del Piave, conferma che  $12.490 \pm 40$  anni ( $^{14}\text{C}$ ) BP il ghiacciaio si era da tempo ritirato dal fondovalle e che la torbiera s.s. si formerà solo a partire da ( $^{14}\text{C}$ )  $8410 \pm 40$  anni BP. Nel vicino altopiano del Cansiglio, l'inizio dell'accumulo della torbiera di Palughetto (1053 m) è datato invece fra 12.300 e 12.200 ( $^{14}\text{C}$ ) anni BP (Avigliano & alii, 2000).

È certo che la fase stadiale di Salce, e le altre due qui descritte, precedono l'interstadio di Bölling (fig. 5). Questo stadio di Salce potrebbe essere considerato come uno degli «stadi antichi» post-LGM (Sernarclens-Grancy, 1956; Castiglioni G.B., 1961), con condizioni climatiche non molto diverse da quelle dell'ultima massima espansione glaciale, ma precedenti l'interstadio di Bölling.

Secondo recenti lavori di autori sia svizzeri Maisch (2000), che austriaci Kerschner & alii (1999), gli stadi di *Bübl*, *Steinach*, *Gschnitz* e di *Clavadel*, vengono collocati chiaramente nel periodo Pre-Bölling, in netto contrasto con gli autori precedenti (Klebelberg, 1948; Castiglioni & Trevisan, 1973; Venzo, 1977), che pensavano fossero successivi all'interstadio di Bölling. In ogni modo tutti questi Autori riconoscono l'esistenza di una ripresa dei fenomeni di avanzata glaciale successiva all'interstadio di Bolling, ma con ghiacciai più ridotti e con le valli principali totalmente sgombre da lingue glaciali.

Le recenti ricerche sul Quaternario, inerenti la realizzazione della nuova cartografia geologica della Provincia Autonoma di Trento e di quella di Bolzano (Fogli geologici, alla scala 1: 50 000, Tione, Malè, Rabbi, Adamello, Pellegrini & alii, in stampa) vengono in tal senso d'aiuto in quanto confermerebbero quanto osservato nel Vallone Bellunese. Dopo l'ultima massima espansione glaciale si osserva infatti il ritiro generalizzato dei ghiacciai dalle valli principali, con la presenza, sui fondovalle e sui versanti, di grandi dossi morenici, di terrazzi di *kame*, di depositi glaciali, fluvio-glaciali, di accumuli di grandi frane localmente soggetti a trasporto glaciale, di depositi lacustri marginoglaciali, non attribuibili all'acme dell'ultima massima espan-

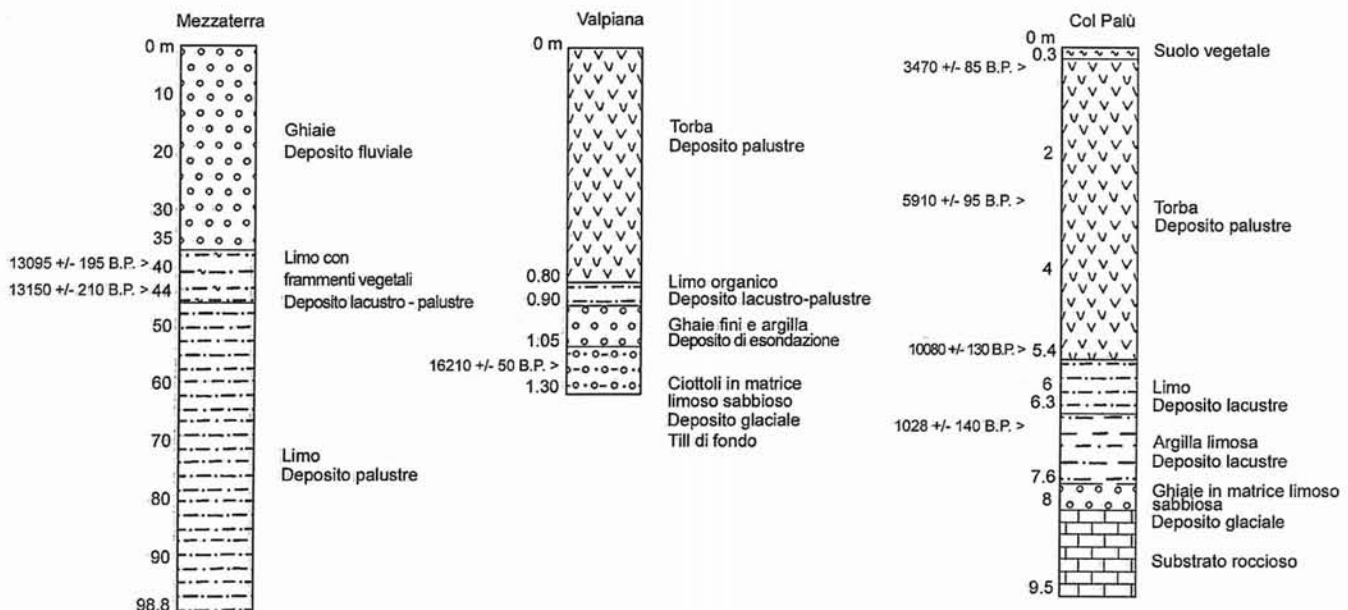


FIG. 4 - Colonne stratigrafiche e datazioni radiometriche dei sondaggi eseguiti nelle torbiere di Val Piana (834 m), Col Palù (562 m) e nella piana di Sedico, presso Mezzaterra (307 m).

## Cronologia della deglaciazione alpina nel Vallone Bellunese

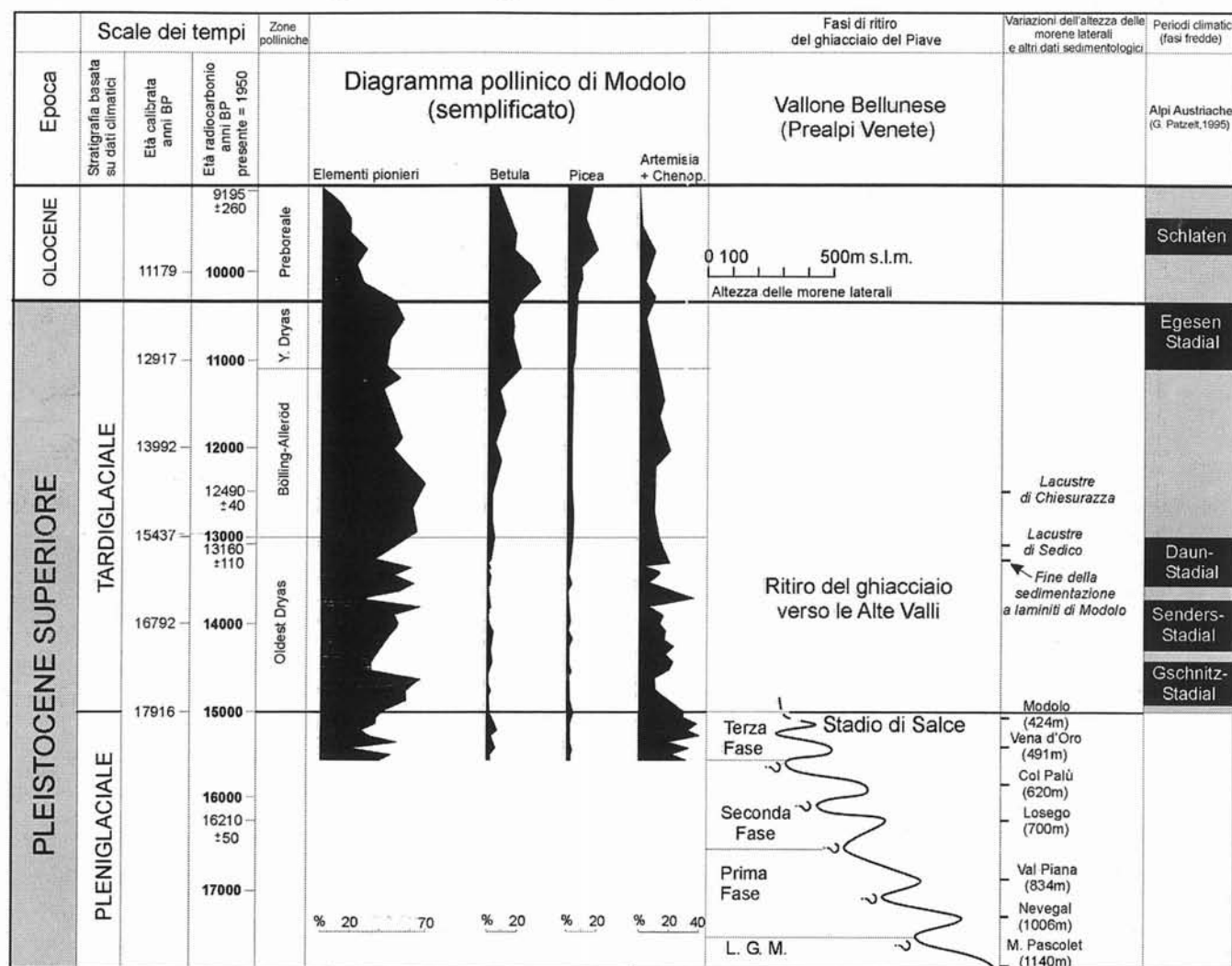


FIG. 5 - Cronologia della deglaciazione alpina nel Vallone Bellunese. TAVOLA 1 - La deglaciazione alpina nel Vallone Bellunese. (G.B. PELLEGRINI).  
 1 - Formazioni prequaternarie e principali dorsali (a) e scarpate strutturali (b). 2 - Conglomerati interstadiali pre-LGM. 3 - Bacino lacustre singlaciale.  
 4 - Falde detritiche e principali nicchie di frana. 5 - Superfici e scarpate di modellamento glaciale. 6 - Depositi glaciali e principali cordoni morenici.  
 7 - Depositi fluvio-glaciali e principali conoidi. 8 - Bacini palustri e torbiere. 9 - Antiche direzioni di flusso. 10 - Margine di terrazzo di *kame*. 11 - Siti con datazioni <sup>14</sup>C. 12 - Punti quotati. 13 - Curve di livello indicative su ghiacciaio. 14 - Limite delle prime fasi di deglaciazione.

sione glaciale (*Unità dei Fondovalle*), ma separati dai depositi glaciali di nuove fasi di avanzata tardiglaciale, che hanno interessato la parte alta delle valli principali, ma soprattutto le valli laterali (*Unità delle Alte Valli*) (fig. 5).

### CONCLUSIONI

1. Il limite delle nevi nel bacino del Piave durante l'LGM (qui valutato 1635 m), risulta essere a quote maggiori rispetto a quello dei ghiacciai prealpini (1350 m) (Castiglioni B., 1923), situati in aree con abbondanti precipitazioni. I ghiacciai locali, specialmente quelli sviluppati sui

versanti rivolti verso settentrione, si immettevano quindi sulle lingue dei ghiacciai principali affiancandosi ed in parte sovrapponendosi lateralmente ad esse.

2. Durante la deglaciazione alpina, per un innalzamento modesto del limite delle nevi, si osserva un ritiro molto pronunciato delle fronti dei ghiacciai, specialmente in quelli caratterizzati da lingue poco ripide come quella del ghiacciaio del Piave nel Vallone Bellunese.

3. Nel Vallone Bellunese si sono individuate, durante la prima fase della deglaciazione, importanti soste glaciali, come quella di Val Piana e di Modolo, più antiche di alcuni stadi già noti in letteratura (tipo *Gschnitz*, ecc.) e probabilmente assimilabili ad altri quali *Bübl* e *Steinach*.

4. La fase stadiale di Salce, che fa riferimento al piccolo anfiteatro frontale di quota 385 m (tav. 1/B), è circoscritta fra i 16.200 e i 13.500 anni BP (dati radiocarbonio e pollinici), ma può ragionevolmente essere collocata precedentemente ai 15.000 anni, come si evince dal diagramma pollinico di Modolo, che indica, in corrispondenza al passaggio Pleniglaciale/Tardiglaciale (datato anche con le ritmiti a  $14.525 \pm 280$  anni BP), un vistoso crollo dei valori dei taxa steppici simultaneo ad un significativo innalzamento delle concentrazioni polliniche delle piante arboree, a testimonianza che il ritiro del ghiacciaio in quell'area era già avvenuto (fig. 5).

## BIBLIOGRAFIA

- ABELE G. (1972) - *Kinematik Morphologie spät- und postglazialer Bergstürze in den Alpen*. Zeit. Geomorph. N.F., Suppl. Bd.14, 138-149.
- ALBANESE D. (2003) - *Le torbiere del Vallone Bellunese. Analisi geomorfologia e palinologica*. Univ. degli Studi di Padova, Dipartimento di Geologia Paleontologica e Geofisica, Tesi di Dottorato, Ciclo XVI, 1-157 (Inedita).
- 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)*. Journ. Quat. Sc., 15 (8), 789-803.
- BERTOLDI R. (1968) - *Ricerche pollinologiche sullo sviluppo della vegetazione tardiglaciale e postglaciale nella regione del lago di Garda*. Studi Trent. Sc. Nat., 45, 87-162.
- BERTOLDI R. & CONSOLINI M. (1989) - *Deglaciazione e sviluppo della vegetazione tardiglaciale e postglaciale nella regione del lago di Iseo attraverso analisi polliniche e datazione  $^{14}\text{C}$* . Mem. Soc. Geol. It., 42, 139-145.
- BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G. & PELLEGRINI G.B. (2004) - *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*. Il Quaternario, 17, 75-82.
- BONDESAN A. (1999) - *Una nuova data  $^{14}\text{C}$  nell'anfiteatro di Vittorio Veneto e la costruzione del suo sandur (Pianura del fiume Meschio)*. VIII Conv. Glaciol. It., 9-12 Settembre 1999, Bormio, Riassunti, 87-89.
- BRÜCKNER E. (1909) - *Die venezianischen Gletscher*. In: PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Lipsia, 3, 954-1042.
- CASADORO G., CASTIGLIONI G.B., CORONA E., MASSARI F., MORETTO M.G., PAGANELLI A., TEREZIANI F. & TONELLO V. (1976) - *Un deposito tardowürmiano con tronchi subfossili alle Fornaci di Revine (Treviso)*. Boll. Comit. Glac. It., ser. 2, 24, 22-63.
- CASTIGLIONI B. (1923) - *Le tracce glaciali del Col Visentin presso Belluno*. Atti Acc. Sc. Ven. Trent. Istr., 14, 46-66.
- CASTIGLIONI B. (1940) - *L'Italia nell'età quaternaria. Carta delle Alpi nel Glaciale (scala 1:200000)*. Tav. 3 dell'Atlante Fisico-economico d'Italia, a cura di G. Dainelli, C.T.I., Milano.
- CASTIGLIONI G.B. (1961) - *I depositi morenici del Gruppo Adamello-Pre-sanella con particolare riguardo agli stadi glaciali postwürmiani*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. di Padova, 23, 1-131.
- CASTIGLIONI G.B. & TREVISAN L. (1973) - *La sella di Appiano-Caldaro presso Bolzano nel Quaternario*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 29, 1-34.
- 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.
- GAREIS J. (1981) - *Reste des Eisstromnetzes in inneralpinen Becken*. Eiszeitalter Gegenwart, 31, 53-64.
- GIRAUDI C. & FREZZOTTI M. (1997) - *Late Pleistocene Glacial Events in the Central Apennines, Italy*. Quat. Res., 48, 280-290.
- GROSS G., KESCHNER H. & PATZELT G. (1977) - *Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletscher gebieten*. Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol., 12, 223-251.
- KERSCHNER H., IVY-OCHS S. & SCHLÜCHTER C. (1999) - *Paleoclimatic interpretation of the early Late-glacial glacier in the Gschnitz valley, Central Alps, Austria*. Ann. Glaciol., 28, 135-140.
- KLEBELSBERG V. R. (1948) - *Handbuch der Gletscherkunde und Glacialgeologie*. 2 vol., Vienna.
- MAISCH M. (2000) - *The long term signal of climate change in the Swiss Alps: glacier retreat since the end of the little ice age and future ice decay scenarios*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 23, 139-151.
- MARINELLI O. (1928) - *Il limite delle nevi nel Caracorum e nell'Himalaya occidentale*. Spedizione italiana De Filippi, risultati geologici e geografici pubblicati sotto la direzione di G. Dainelli, 4, serie II, 63-212.
- 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.
- PELEGRINI G.B. (1975) - *Carta geomorfologica del bacino del T. Valda (Prealpi dell'Alpago)*. Lit. Art. Cart., Firenze.
- PELEGRINI G.B. (1994) - *L'evoluzione geomorfologica del Vallone Bellunese nel Tardiglaciale würmiano e nell'Olocene antico*. Atti del Congresso «Sepolture preistoriche nelle Dolomiti e primi insediamenti storici», 19 Settembre 1992, Fondazione G. Angelini, 29-57, Belluno.
- PELEGRINI G.B. (2000) - *Note illustrative della carta geomorfologica del F.° 063 «Belluno» alla scala 1:50 000*. Serv. Geol. It.- Regione del Veneto, Roma, 141 pp.
- PELEGRINI G.B. & alii (in stampa) - *Note illustrative della carta geologica dei Fogli Tione, Malè, Rabbi, Adamello alla scala 1:50 000, (Formazioni del Quaternario)*. Provincia Autonoma di Trento.
- PELEGRINI G.B. & ZAMBRANO R. (1979) - *Il corso del Piave a Ponte nelle Alpi nel Quaternario*. Studi Trent. Sc. Nat., 56, 69-100.
- PELEGRINI G.B. & SURIAN N. (1996) - *Geomorphological study of Fadalto landslide, Venetian Prealps, Italy*. Geomorphology, 15, 337-350.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Lipsia, 3.
- RAVAZZI C. (2002) - *Late Quaternary history of spruce in Southern Europe*. Rev. Palaeobot. Palynol. 120 (1-2), 131-177.
- RAVAZZI C. (2003) - *An overview of the Quaternary continental stratigraphic units based on biological and climatic events in Italy*. Il Quaternario, 16 (bis), 11-18.
- SERV. GEOL. IT - REGIONE DEL VENETO (2000) - *Carta geomorfologica d'Italia alla scala 1:50000, F.° 063 «Belluno»*. Ist. Poligr. Zecca dello Stato, Roma.
- SCHNEIDER R. (1985) - *Palynologic research in the southern and southeastern Alps between Torino and Trieste. A review of investigations concerning the last 15 000 years*. Diss. Bot., 87, 83-103.
- SERNARCLENS - GRANCY W. (1956) - *Zur Glazialgeologie des Oetztals und seiner Umgebung*. Mitteil. Geol. Ges. Wien, 49, 257-314.
- TARAMELLI T. (1883) - *Note illustrative alla carta Geologica della provincia di Belluno*. Fusi, Pavia, 1-215.
- 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. Mineral. Univ. Padova, 30, 1-64.