



Università degli Studi di Ferrara

DOTTORATO DI RICERCA IN
"SCIENZE DELLA TERRA"

CICLO XXIV

COORDINATORE Prof. Massimo Coltorti

*Risposta dei sistemi deposizionali continentali dell'area Alpino
Dolomitica alle variazioni climatiche a scala del millennio
durante l'ultima transizione glaciale - interglaciale
(Pleistocene sup p.p. - Olocene inf.)*

Settore Scientifico Disciplinare GEO02

Dottorando

Dott. Sandro Furlanis

Tutore

Prof. Piero Gianolla

Anni 2009/2013

indice

1. INTRODUZIONE	1
1.2- SCOPO DELLA RICERCA E METODOLOGIE	4
1.3 - VARIAZIONI CLIMATICHE A SCALA DEL MILLENNIO	7
2. ULTIMA TRANSIZIONE GLACIALE -INTERGLACIALE NELLE ALPI - LIMITI E TERMINOLOGIE	18
3. ULTIMA TRANSIZIONE GLACIALE-INTERGLACIALE NEL BACINO DELL'ALTA PUSTERIA	21
3.1 - INQUADRAMENTO DELL'AREA	
3.2 - GEOLOGIA E STRATIGRAFIA DEL QUATERNARIO DELL'ALTA VAL PUSTERIA	24
3.2.1 - CRITERI DI RILEVAMENTO E STRATIGRAFIA	
3.2.2 - IL SINTEMA DELLA PUSTERIA (PGD)	26
3.2.3 - SUBSINTEMA DI BRAIES MONGUELFO (PGD1)	32
3.2.4. - SUBSINTEMA DELLA CRODA ROSSA (PGD2)	38
3.2.5 - SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO (PTG)	40
3.2.6 - SUBSINTEMA DELL'AMOLA (PTG1) - PEG	
3.3 - PATTERN DI DEGLACIAZIONE (RELATIVO) DEL BACINO DELL'ALTA VAL PUSTERIA	44
3.4 - INQUADRAMENTO CRONOSTRATIGRAFICO	49
4 - INTERPRETAZIONE DEGLI ACCUMULI ANOMALI DELLA VALLE DI BRAIES E DI PALAFAVERA	52
4.1 - ACCUMULI DI BRAIES E DI FERRARA DI BRAIES	
4.1.1 - INQUADRAMENTO	53
4.1.2 - FRANA DI BRAIES (FRANA 1)	56
4.1.3 - FRANA DI FERRARA DI BRAIES (FRANA 2)	59
4.1.4 - IL CURIOSO CASO DEL SONDAGGIO DI S. VITO DI BRAIES	65
4.2 - ACCUMULO DI PALAFAVERA	67
4.2.1 - INQUADRAMENTO	68
4.2.2 - IL <i>ROCK AVALANCHE DI PALAFAVERA -ANALISI</i>	71
4.2.3 - IL SONDAGGIO DI PALAFAVERA	74
5 - DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	76
6- BIBLIOGRAFIA	84

allegati

Tav 3.1 - Geologia del Quaternario Bacino dell'Alta Pusteria - Scala 1:50.000

Tav 3.2 -Geologia del Quaternario Bacino dell'Alta Pusteria (dettaglio Valli Di Braies, Anterselva, Casies), con Schemi Stratigrafici - Scala 1:25.000

Tav 4.1 - Le Paleofrane di Braies e Ferrara di Braies - Carta Geologico Geomorfologica della Valle di Braies e Sezioni - Scala 1 : 10.000

Tav 4.2 - Le Paleofrane di Braies e Ferrara di Braies - Sezioni e Log

Tav 4.3 - La Paleofrana di Palafavera - Carta Geologico Gemorfologica e Sezioni Scala 1:10.000

1 - Introduzione

I depositi di età quaternaria pur essendo ampiamente diffusi, sia in aree continentali sia marine, rappresentano quelle che erano definite nel passato come “coperture” recenti e in genere non erano sottoposte ad analisi di dettaglio. Lo studio dei depositi quaternari ha invece assunto negli ultimi decenni un’importanza sempre maggiore, soprattutto alla luce del cosiddetto “*global warming*” e ai suoi possibili effetti. L’insieme dei risultati desunti da tecniche stratigrafiche integrate, viene applicato sempre con maggior frequenza nella Geologia del Quaternario – disciplina tipicamente multidisciplinare – e concorre a realizzare un quadro cronostratigrafico di notevole precisione della storia recente del nostro Pianeta. Il record cronostratigrafico di dettaglio è usato per ricostruire con estrema precisione i mutamenti climatici globali e le variazioni del livello marino, che controllano la deposizione, le geometrie e i rapporti tra le diverse unità litostratigrafiche, sia in ambito marino sia continentale e fornisce pertanto dei modelli evolutivi utilizzabili a fini predittivi.

L’analisi di questo intervallo stratigrafico è caratterizzata dall’impiego di molteplici tecniche stratigrafiche e sedimentologiche, e da svariate tipologie analitiche, in parte “tradizionali” come quelle che permettono ricostruzioni paleoambientali e paleoecologiche su gruppi di organismi sia animali e/o vegetali, sia di ambiente continentale sia marino, in parte “nuove”, di cui le più diffuse sono la stratigrafia isotopica, la magnetostratigrafia e la tefrostratigrafia. Altri tipi di analisi, ad esempio le datazioni radiometriche, che forniscono dati cronologici sempre più precisi e di alta risoluzione, sono aumentate nell’ultimo trentennio e sono diventate analisi di *routine*, andando a contribuire ad un *database* di dati geocronologici sempre più ampio. Tali studi hanno fatto registrare un’impennata in seguito alle campagne d’indagine oceanografiche e su calotte glaciali effettuate dagli anni 80 in avanti che hanno fornito dei record paleoclimatici continui ad altissima risoluzione cronostratigrafica evidenziando frequenti e ampie variazioni di durata inaspettatamente breve, a scala millenaria, e transizioni climatiche che iniziano e terminano bruscamente in pochi anni/decine di anni (“eventi di Dansgaard-Oeschger”; “Bond Events”; “Heirich Events”). Nonostante persistano ancora dubbi circa le loro cause, numerosi gruppi di ricerca, in tutto il mondo, si stanno ora concentrando sulla ricostruzione degli effetti di queste variazioni a scala millenaria sui sistemi deposizionali del passato, proprio per la loro rapidità intrinseca (probabilmente percepibile a scala umana), nel tentativo di formulare scenari possibili, sempre più verosimili, di un futuro molto prossimo.

In Italia un forte contributo allo studio del Quaternario in questa direzione, deriva dall’ambizioso e faticoso progetto CARG per la nuova cartografia geologica alla scala 1:50.000. Questo progetto, prescrivendo “a monte”, ai rilevatori, un approccio multidisciplinare e più approfondito alle “coperture”, ha promosso l’evoluzione culturale di molti giovani e vecchi ricercatori e la raccolta di un gran numero di dati sedimentologici, stratigrafici e cronostratigrafici, fondamentali per la ricostruzione della storia geologica del territorio, anche se ancora insufficienti nel loro complesso e distribuiti non uniformemente.

Specie per lo studio dei depositi continentali alpini (prevalentemente glacigenici e di versante) il periodo compreso fra l’LGM e l’Olocene inferiore, corrispondente all’ultima transizione glaciale-interglaciale, è un periodo chiave vista l’elevata variabilità che vi si registra e il buon grado di conservazione, anche morfologica dei corpi oggetto delle ricerche e analisi. Per questo intervallo vi è, infatti, una disponibilità sempre crescente in numero e qualità di dati analitici (datazioni, diagrammi pollinici, log da carote di ghiaccio...) (Genty *et alii*, 2006), oltretutto rilievi di superficie sempre più dettagliati.

I sistemi sedimentari glacigenici alpini sono molto sensibili alle variazioni climatiche e vengono per questo da molto tempo studiati e monitorati. I ghiacciai, gli agenti che ne controllano le dinamiche, sono indicatori

climatici molto sensibili rispondendo rapidamente a cambiamenti sia di temperatura sia del regime di precipitazione (Kerschner, 2005; Oerlemans, 2005; Orombelli *et alii*, 2005). Un esempio calzante è il comportamento sostanzialmente sincrono dei ghiacciai montani mondiali registrato durante la PEG (Grove, 2001). Allo stesso modo lo studio del paleo glacialismo fornisce importanti informazioni di carattere paleo-climatico. A partire dalla stratigrafia climatica glaciale presentata da Penck e Brückner (1901-1909), molti gruppi di ricerca iniziarono a rilevare in dettaglio di apparati morenici nelle Alpi e un'ampia varietà di metodi è stata utilizzata per assegnare singole morene o interi sistemi morenici e depositi proglaciali connessi a uno di questi stadi o substadi, inserendole in un quadro stratigrafico relativo. Fra questi metodi ricordiamo: il posizionamento topografico e morfostratigrafico delle morene, analisi geomorfologica e sedimentologica delle morene (forma, freschezza, dimensione dei blocchi, granulometrie, natura petrografica, etc), determinazione dell'ELA (*Equilibrium Line Altitude*) e calcolo della sua variazione rispetto a quella della Piccola Età Glaciale (P.E.G.). Partendo dall'assunto che i ghiacciai con lo stesso valore di Delta ELA e le stesse caratteristiche morfologiche ubicate in una stessa regione climatica siano coetanei, si è affermata via via una sequenza cronologica relativa di famiglie di morene. Purtroppo, il *constrain* cronostratigrafico di queste avanzate è rimasto fino a pochi anni fa (e tutt'ora lo è per molte aree) fragile e debole. La datazione di queste famiglie di morene, presupposto necessario per correlare le avanzate glaciali agli intervalli climatostratigrafici di riferimento, è sempre stato impegnativo se non impossibile in quanto il metodo del Radio Carbonio è raramente applicabile (sostanza organica scarseggia) e retrocedendo nel tempo, la sua risoluzione diviene troppo approssimativa.

A seguito dell'identificazione delle oscillazioni climatiche a scala millenaria nei record climato-stratigrafici di tutto il mondo, anche gli studi sul paleoglacialismo alpino hanno fatto registrare un forte incremento. Grazie al concomitante straordinario sviluppo delle metodologie di analisi classiche combinate (es. *multiproxi analysis*) e di nuove tecnologie a supporto delle stesse (ad es. DEM ad altissima risoluzione da rilievi LIDAR, datazioni con radionuclidi cosmogenetici indipendenti dalla sostanza organica, etc.), molti gruppi di ricerca stanno tentando di migliorare il *framework* stratigrafico relativo all'ultima deglaciazione nelle Alpi e di ancorarlo cronostratigraficamente in maniera assoluta. I gruppi di ricerca italiani si sono concentrati prevalentemente sulle analisi di successioni lacustri-palustri-alluvionali dell'area pedemontana, di anfiteatro e dell'alta pianura e delle valli periferiche (Ravazzi *et alii*, 2007, Fontana *et alii*, 2013a; 2013b; Mozzi 2005; Mozzi *et alii*, 2003; Miola *et alii*, 2006; Amorosi *et alii*, 2008) mentre gruppi Svizzeri, Austriaci e Francesi sono per ora più concentrati a connotare cronostratigraficamente in modo assoluto avanzate glaciali riconoscibili nella parte alta della catena (Cossart *et alii*, 2010; 2012; Darnault *et alii*, 2012, Ivy-Ochs *et alii*, 2005, 2007, 2009).

L'area Alpino Dolomitica manca a oggi di studi avanzati in tal senso. Più recentemente anche la relazione fra cambiamenti climatici e la distribuzione di imponenti fenomeni di versante (frane e DGPV) nell'intervallo considerato (LGM-Olocene Inf.) è al centro dell'attenzione scientifica: sono numerosi gli studi, volti in ultima analisi a definire modelli predittivi, che evidenziano una serie di *cluster* temporali ad elevata concentrazione di eventi correlabili a variazioni climatiche a scala del millennio (Abele, 1997; Panizza *et alii*, 1997; Raetzo-Brühlhart, 1997; Dapples *et alii*, 2003; Gruner, 2006; Prager *et alii*, 2008; Borgatti & Soldati, 2010; Martin *et alii*, 2013).

Nell'arco Alpino sono quindi in incremento costante le ricerche che, a partire dall'analisi dei depositi e delle forme glaciali e di versante, ricostruiscono ad un dettaglio inedito i *pattern di deglaciazione* a scala locale, verificandone la correlabilità a scala regionale e a poi a scala globale con le variazioni climatiche a scala del millennio documentate nei record dalle carote di ghiaccio e di sedimenti lacustri.

L'intervallo di analisi considerato in questo lavoro è l'Ultima Transizione Glaciale-Interglaciale che si estende dall'LGM all'Olocene Inferiore e comprende tutto il Tardoglaciale, intervallo caratterizzato da una sequenza di oscillazioni climatiche di grande ampiezza. Un intervallo temporale con grandi potenzialità, per la possibilità di confrontare la successione degli eventi sedimentari ricostruite localmente con serie tarate cronologicamente da aree extra catena. Questa possibilità di correlazione fa del Tardoglaciale, un laboratorio privilegiato per lo studio delle transizioni climatiche rapide.

Questo progetto s'inserisce quindi in questo filone di ricerca e vuole, ricostruendo i *pattern* di deglaciazione di alcune aree chiave rappresentative delle Alpi Orientali, verificare se e come i sistemi deposizionali continentali del settore Alpino Dolomitico abbiano risposto alle variazioni climatiche alla scala del millennio durante l'ultima transizione glaciale - interglaciale.

1.2 - Scopo della ricerca e metodologie

Lo scopo della ricerca è stato quello di ricostruire l'evoluzione, durante l'ultima transizione glaciale – interglaciale, dei sistemi sedimentari e morfodinamici continentali (glacigenici e di versante in primis) di un'estesa area chiave (Alta Pusteria) ubicata nel cuore della catena, e di altre aree spot, rappresentative del settore Alpino Dolomitico. Quest'analisi è stata eseguita attraverso la mappatura di dettaglio e lo studio stratigrafico e morfostratigrafico ad alta risoluzione dei depositi e delle forme dei corpi geologici superficiali, al fine di verificare se e come, essi abbiano risposto ad oscillazioni climatiche ad alta frequenza. I moderni studi di geologia del Quaternario prevedono sempre approcci multidisciplinari. In questo caso è stato imprescindibile utilizzare tecniche di analisi proprie della geomorfologia-glaciologia, della sedimentologia e della stratigrafia, oltre che avere una buona conoscenza di sistemi informativi territoriali e una significativa esperienza di campagne sul terreno. Entrando nel dettaglio le metodologie d'indagine utilizzate, sono state:

- Rilevamento e mappatura, secondo i criteri CARG, dei corpi quaternari alla scala 1:10.000 del Bacino dell'Alta Pusteria (circa 800 kmq, corrispondenti ai Fogli CARG 1:50.000 09 Anterselva e 016 Dobbiaco); suddivisione in unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU), evidenziando le diverse litofacies utili ad identificare l'evoluzione dei sistemi glacigenici (approccio sedimentologico-stratigrafico) così come elementi indicatori dell'estensione glaciale (massi erratici, superfici montonate, etc.). La scelta di suddividere i corpi quaternari in USBU è conforme all'approccio del rilevamento delle coperture quaternarie dell'ISPRA e del progetto CARG. Infatti, in Italia, con l'inizio del progetto CARG, si è deciso di abbandonare le unità climato-stratigrafiche in favore delle USBU a marcato carattere lito-cronostratigrafico, per cui i corpi quaternari anche di origine diversa sono accorpati a scala di singolo bacino in funzione della loro posizione rispetto a delle superfici di discontinuità identificabili - "tracciabili" a scala regionale. Questa rivoluzione scientifica, a circa vent'anni dal suo inizio, ha avuto un duplice effetto: da un lato le conoscenze di dettaglio sulle caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche dei depositi quaternari continentali alpini sono esponenzialmente aumentate, dall'altro si è assistito a un proliferare vertiginoso delle unità stratigrafiche (sintemi e subsintemi) in cui sono suddivisi detti depositi. Questa proliferazione delle unità ha talvolta reso quasi illeggibili i nuovi prodotti cartografici, a causa della difficoltà di correlare le unità tra i diversi bacini. Pertanto, ora più che mai, la discussione su come rendere meno confuso l'assetto stratigrafico del quaternario continentale Alpino è attuale e prioritaria.
- Per ogni corpo sedimentario sono state indicate le caratteristiche tessiturali e genetiche, il cui simbolo sulla carta è sovrapposto al colore corrispondente all'unità stratigrafica. Sono state fatte inoltre, analisi granulometriche su corpi di difficile classificazione. I depositi quaternari sono stati perciò distinti non solo in base alle caratteristiche litologiche e genetiche, ma accorpati in base ai loro rapporti geometrici reciproci in unità stratigrafiche a limiti in conformi. Ad esempio, due cordoni morenici ubicati a quote differenti nel medesimo bacino apparterranno a due unità stratigrafiche distinte mentre depositi di differente genesi, ma correlabili stratigraficamente, come un sistema cordone morenico più apparato fluvioglaciale a valle e apparato glacio-lacustre a monte, fanno parte della stessa unità.
- Sono state analizzate e definite sezioni di riferimento naturali o artificiali (sondaggi e/o bennate) su cui sono stati eseguiti appropriati campionamenti per la caratterizzazione genetica, sedimentologica e cronologica (¹⁴C).

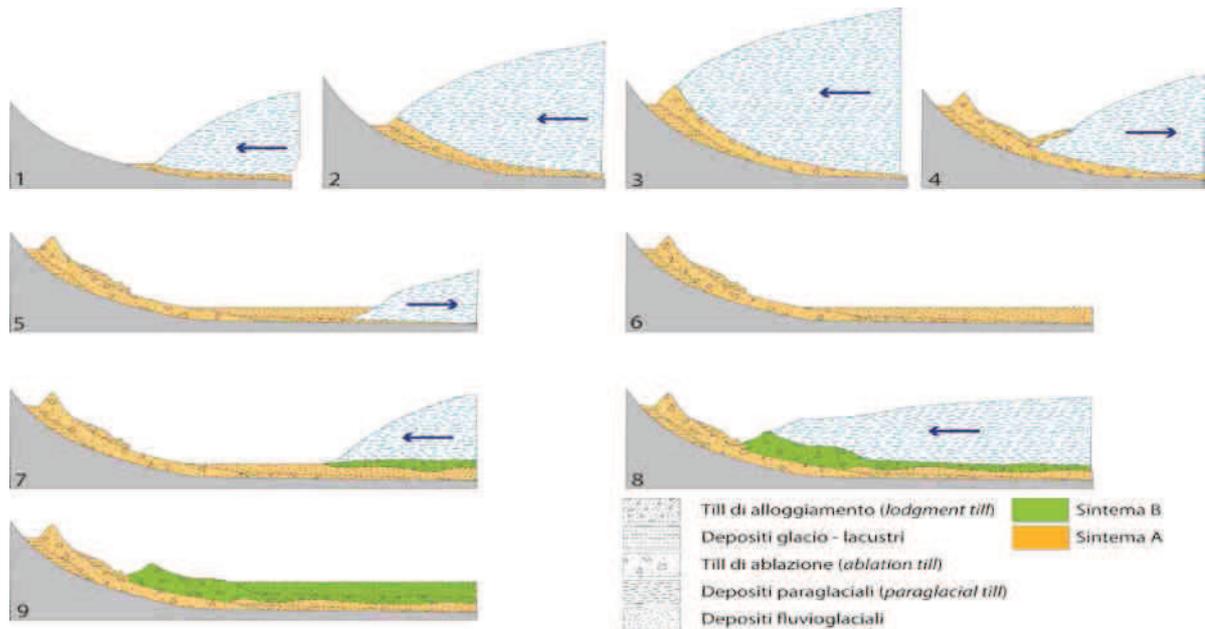


Fig 1.1: modello semplificato di suddivisione in UBSU dei depositi glacigenici

- Telerilevamento a elevata risoluzione, utilizzando foto aeree combinate a immagini LIDAR (dimensione cella da 1,5 m fino 0,60 m), atto a delimitare i corpi e soprattutto a censire e posizionare in apposito *geodatabase* gli elementi/*marker* chiave per ricostruire l'evoluzione dei sistemi deposizionali (a carattere glaciale e paraglaciale) del bacino (morene, terrazzi di *kame*, terrazzi fluvio-glaciali, nicchie di distacco). Si tratta di uno scanner laser tridimensionale montato su di un velivolo (elicottero, aereo) con associato GPS di precisione che è molto efficace per l'acquisizione di modelli digitali del terreno (accuratezza fino al cm); inoltre in seguito all'elaborazione informatica del dato tramite l'uso di consolidati algoritmi è possibile rimuovere la vegetazione boschiva e restituire con estremo grado di dettaglio il rilievo non del *canopy* bensì della superficie sottostante, quest'ultima proprietà è assai importante in questa ricerca, in quanto sotto i 2000 m s.l.m. l'abbondante copertura vegetale (erbacea, pino mugo, alto fusto) fa sì che gli affioramenti in senso stretto dei depositi superficiali siano ridotti rispetto all'estensione areale e all'importanza volumetrica degli stessi.



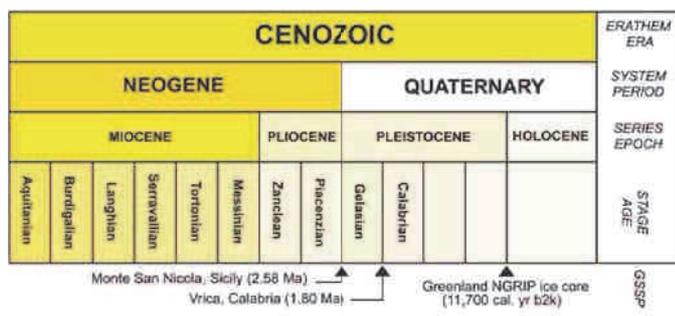
Fig.1.2: foto aeree e immagini LIDAR a confronto

- Tracciamento di sezioni trasversali e longitudinali

Datazione delle unità stratigrafiche mappate mediante metodi indiretti (variazione dell'ELA e confronto fra pattern evolutivo definito nel bacino dell'Alta Pusteria ed altri *pattern* ricostruiti nella regione alpina e record climato-stratigrafici continui formalmente riconosciuti.

1.3 - Variazioni climatiche a scala del millennio durante il Quaternario

Il Quaternario (Arduino, 1759; Gibbart *et alii*, 2005; Ogg 2004; Pillans 2004; Gibbard 2004) è l'ultimo periodo della scala dei tempi geologici, che viene fatto cominciare circa 2,6 milioni di anni fa e che viene suddiviso in due serie/epoche: il Pleistocene e l'Olocene. Il termine Pleistocene venne introdotto da C. Lyell nel 1839, derivandolo dal greco (*pleisto*– il più, *Kainos*– recente) per indicare su base paleontologica, gli strati più alti delle successioni terziarie. Il Pleistocene comprendeva all'inizio anche i depositi più recenti, che vennero distinti con il nome di Olocene (anch'esso dal greco – tutto recente) da Gervais (1867, 1869). Considerando che le glaciazioni ne sono state il fenomeno principale, il Quaternario venne anche denominato Età Glaciale e poiché lo sviluppo dell'umanità ne costituiscono l'altro aspetto rilevante, fu proposto, con poco successo, dai geologi russi di denominarlo Antropogene (Gerasimov, 1979). L'instabilità climatica, che si è manifestata attraverso l'alternarsi di periodi caldi interglaciali e di periodi freddi glaciali è la principale caratteristica del Quaternario. Tale instabilità ha avuto ripercussioni rilevanti sulla forma delle terre emerse, sull'estensione degli oceani, sul clima e sullo sviluppo della biosfera ed è stata usata come



scala cronologica, o meglio climatostratigrafica, mediante la quale suddividere tale periodo. Il Pleistocene è suddiviso in Gelasiano (Gibbard & Head, 2010), Calabriano (1,8 Ma, Cita *et alii*, 2012), medio e superiore. L'inizio del Quaternario è posto a 2,58 Ma, con GSSP a Monte San Nicola, il limite è in corrispondenza all'inversione magnetica Matuyama/Gauss e corrisponde al *Marine Isotope Stage 103*; la base del Calabriano (che è stata fino a pochi anni fa la base ufficiale del Quaternario), è basata sul GSSP nella sezione della Vrica e cade 15 ka dopo la fine del Olduvai (C2n) *normal polarity chron*; il limite con il Pleistocene medio cade a 750.000 anni fa circa, in corrispondenza del passaggio fra le epoche paleomagnetiche Matuyama e Brunhes, mentre quello con il Pleistocene superiore cade intorno a

130 ka anni fa, al passaggio fra lo stage isotopico 6 e 5. L'inizio dell'Olocene è posto generalmente a 10 ka anni C14 dal presente, anche se le recenti calibrazioni delle età radiocarboniche hanno posizionato questo limite a 11.7 ky cal BP alla fine dello Younger Dryas.

I modelli classici di inizio '900 (basati su osservazioni geomorfologiche condotte sui ghiacciai alpini) della suddivisione cronoclimatostratigrafica del Quaternario mettevano in risalto a partire dal Pleistocene medio almeno 5 grandi periodi glaciali (Würm, Riss, Mindel, Gunz e Donau) intervallate da periodi francamente interglaciali (Riss-Würm, Mindel-Riss, e Gunz-Mindel, ecc). A questi primi tentativi si affiancarono le critiche e le proposte di Milankovitch (1930) che nei suoi studi sulle cause astronomiche delle glaciazioni identificava almeno una decina di minimi dell'insolazione terrestre negli ultimi 600.000 anni, che corrispondevano ad altrettante glaciazioni. Le carote di sedimento, estratte dagli oceani a partire dagli anni '50, divennero una fonte inesauribile di informazioni paleoclimatiche ed imposero un ripensamento della scala climatostratigrafica del Quaternario. Lo studio dei foraminiferi delle successioni stratigrafiche delle

carote ha dimostrato l'alternarsi di specie calde e specie fredde in fase con gli interglaciali ed i glaciali. Inoltre la composizione isotopica dei gusci rifletteva quella dell'acqua marina che risultava essere arricchita nelle fasi calde, dall'isotopo leggero (^{16}O) e in quelle fredde dall'isotopo più pesante ^{18}O . Le curve isotopiche sono generalmente suddivise in *stages* i cui limiti cadono nei punti intermedi fra i picchi caldi corrispondenti ad un calo della concentrazione di ^{18}O e quelli freddi corrispondenti ad un aumento di ^{18}O . Gli *stages* sono numerati progressivamente a partire dall'interglaciale attuale cui è dato il numero 1: gli *stages* con numero dispari indicano le fasi calde (gli interglaciali), mentre quelli designati da un numero pari le fasi fredde (i glaciali). Di norma l'andamento delle curve non è sinusoidale, ma asimmetrico, a denti di sega, ed indica che in tal modo l'accumulo di ghiaccio sui continenti è stato progressivo, mentre le deglaciazioni sono state assai brusche. Un maggior dettaglio cronostratigrafico è disponibile per il Pleistocene medio-superiore (*stages* 2-5; ovvero da 130.000 a 10.000 anni fa) poiché i record paleoclimatici risultano essere meglio conservati e largamente diffusi e soprattutto databili con numerose tecniche cronometriche. Nella classificazione alpina questo periodo corrisponde all'intervallo cronologico delimitato dalle glaciazioni contigue Riss e Würm, nella classificazione nord-europea, esso è definito Eemiano (Zagwijn, 1992; Mangerud *et alii*, 1974) mentre l'ultimo, periodo glaciale, denominato Würm nella classificazione alpina, corrisponde al Weischel della classificazione nord-europea e Wisconsin in Nord America. Nella stratigrafia isotopica il Pleistocene superiore si compone degli *stages* dal 5 al 2. Tutte le fonti geologiche evidenziano come lo stage isotopico 2, intervallo cronostratigrafico in cui si concentrano le ricerche di questo dottorato, includa la più intensa fase glaciale ed ha avuto il suo acme nell'Ultimo Massimo Glaciale (Late Glacial Maximum – LGM). Il Tardoglaciale rappresenta il periodo con più drammatici e repentini cambiamenti ambientali del tardo Quaternario, poiché si passa in pochi millenni da condizioni pienamente glaciali a condizioni interglaciali. Al suo interno sono presenti rapide oscillazioni di tendenza opposta che sembrano avere un periodo di ritorno di circa 1.400-1.500 anni.

Fin dagli anni 30 lo studio di successioni polliniche in record lacustri dell'Europa settentrionale aveva evidenziato una serie di oscillazioni climatiche marcate e di breve durata che interrompevano il generale *trend* di riscaldamento successivo all'LGM (Pleistocene Sup *p.p.*), a partire da circa 21-19 ka cal BP fino all'inizio dell'Olocene. Sulla base dell'andamento della concentrazione della specie di polline di *Dryas octopetala*, indicatore di ambienti freddi e steppici e alpino/artici e quindi di periodo di recrudescenza climatica, sono stati definiti 3 stadi pollinici freddi noti come Oldest Dryas (circa 18-15 ka cal), Older Dryas (circa 14-13,5 Ka cal BP), Younger Dryas (12,8 - 11,5 ka cal BP), intervallati da due interstadi più caldi noti come Bølling (circa 15-14 ka cal BP) e Allerød (circa 13,5-12,8 ka cal BP). Lo stadiale Younger Dryas è il più marcato per velocità e magnitudo dell'oscillazione ed è riconoscibile a livello globale ed è stato correlato al Greenland Stage GS1. Negli ultimi 20 anni le ricerche riguardanti queste fluttuazioni climatiche sono diventate sempre più approfondite, e indagini ad altissima risoluzione su carote di ghiaccio (Fig. 1.3) e successioni sedimentarie marine hanno dimostrato in modo inconfutabile che l'ultimo ciclo glaciale (compreso fra lo stadio isotopico Mis 2 al Mis 5) è stato caratterizzato da varie e brusche oscillazioni climatiche a scala millenaria (e.g., Heinrich, 1988; Bond *et alii*, 1992, 1999; Broecker *et alii*, 1992; Dansgaard *et alii*, 1993; Taylor *et alii*, 1993; Bond and Lotti, 1995; Alley *et alii*, 2003). In particolare le carote di ghiaccio della Groenlandia mostrano che durante gli ultimi 110 ka ampie e rapidissime variazioni di temperatura fino a 15° (Huber *et alii*, 2006), si sono verificate in poche decine di anni (Stuiver and Grootes, 2000; NGRIP members, 2004). Queste rapide alternanze fra stadi (GS-freddo) e interstadi (GIS-temperato) della temperatura dell'aria invernale della Groenlandia (ne sono state evidenziate almeno 25 con una spaziatura media di circa 1,5 ka), sono conosciute come Eventi di Dansgaard-Oeschger (D/O events) (NGRIP members, 2004). Sondaggi su sedimenti marini coevi del Nord Atlantico mostrano che i D/O events sono correlati a cambiamenti nella AMOC (*Atlantic Meridional Overturning Circulation*) (Boyle, 2000) e sono raggruppati in più ampi cicli di raffreddamento della superficie marina (Bond *et alii*, 1993). Ogni ciclo termina con un cosiddetto evento di Heinrich (*Heinrich Event*), coincidente con un'enorme produzione di *iceberg* durante la quale si registra la deposizione, su un'ampia fascia del fondale Atlantico (fra 40 e 55° di latitudine nord), di detriti portati dal ghiaccio e *iceberg* (*ice-rafted debris* - IRD). Nell'Olocene, sempre sulla base dell'andamento degli strati a IRD, sono state individuate ulteriori oscillazioni, chiamate *Bond Cycles*, che mostrano la stessa periodicità degli D/O Events, ma un'intensità minore. L'elenco di anomalie climatiche registrate nel mondo in coincidenza con tali oscillazioni, (soprattutto per quanto riguarda i più estremi *Heinrich events*) prova che il loro impatto è globale, anche se con tempi di risposta diversi fra emisfero nord e sud (Naafs *et alii*, 2013).

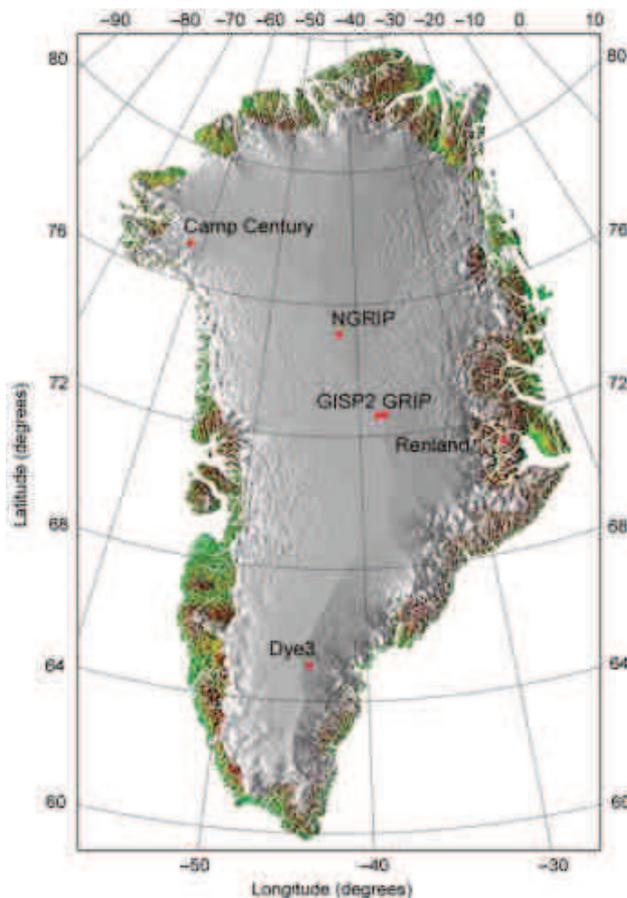


Fig. 1.3 – Localizzazione dei pozzi dove sono state estratte le carote di ghiaccio in Groenlandia

Eventi di Dansgaard-Oscher (D-O Events)

Gli eventi di D-O per la prima volta riconosciuti e formalizzati, nell'ambito del progetto GRIP, dagli scienziati Willi Dansgaard e Hans Oeschger, consistono in un brusco aumento della temperatura che raggiunge valori prossimi a quelli tipicamente interglaciali, che si sviluppano in poche decadi, seguiti da un graduale raffreddamento (andamento asimmetrico "a denti di sega"). Lo studio di dettaglio sulla variazione degli isotopi dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$) nelle carote di ghiaccio rivela che ampie e rapidissime oscillazioni di temperatura dominarono il clima in Groenlandia fra 74 e 11 ka cal BP (Johnsen *et alii*, 1992; Dansgaard *et alii*, 1993; Grootes *et alii*, 1993). Le oscillazioni degli isotopi dell'Argon e dell'Azoto (carota di ghiaccio GISP2) mostrano che le transizioni fra stadi isotopici freddi (GS) e interstadi isotopici caldi (GIS), i cosiddetti D-O events (Fig. 1.4), si sviluppano in alcune decine di anni e sono accompagnate da aumenti di temperatura addirittura di 10°C (Severinghaus and Brook, 1999; Lang *et alii*, 1999). Ad esempio circa 11.500 anni fa, le temperature medie nella calotta della Groenlandia crebbero di 4,5 °C in 40 anni (Alley, 2000). Ai periodi freddi invece, corrispondono espansioni del fronte polare artico nel Nord Atlantico. La presenza quindi di bruschi eventi a scala millenaria è confermata da similari variazioni climatiche a scala globale che possono pertanto essere connessi ai D-O events (e.g., Clark *et alii*, 1999; Sarnthein *et alii*, 2000). Nell'emisfero Boreale prendono la forma di rapidissime fasi di riscaldamento (qualche decina di anni) seguite da un graduale ma costante raffreddamento che si sviluppa in un periodo più prolungato di qualche secolo (Schulz, 2002).

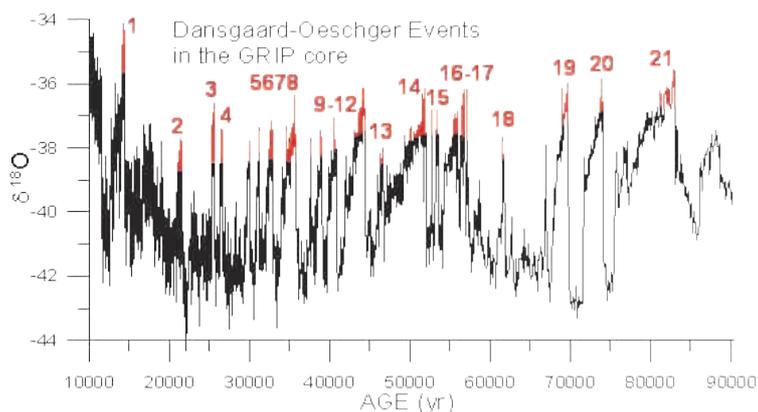


Fig. 1.4 – Record del $\delta^{18}\text{O}$ dal GISP ice core in Groenlandia, che mostra 21 dei 25 Eventi DO individuati durante l'ultima glaciazione.

Gli eventi di Dansgaard–Oeschger (D–O events) si sono ripetuti almeno 25 volte nell'ultimo ciclo glaciale (Würm). La ricorrenza di D-O events varia considerevolmente passando da 1000 a 12000 anni durante gli ultimi 90000 (carota di ghiaccio GISP2 in fig. 1.6) (Bond *et alii*, 1999). Nell'intervallo 12-50 ka cal BP la curva degli isotopi dell'ossigeno rivela un picco statisticamente rilevante con una periodicità di 1470 anni che potrebbe riflettere la spaziatura fra i Dansgaard-Oeschger events (Grootes and Stuiver, 1997). Alcuni eventi Dansgaard-Oeschger non sono visibili per due o tre cicli di 1470 anni a testimoniare che gli episodi con evidenti aumenti di temperatura possono non coincidere con i tempi di spaziatura ciclici, ovvero che non tutti gli eventi di D-O si traducono in effettivi aumenti di temperatura (Schulz *et alii*, 1999). Altri studiosi invece non credono che esista una regolarità ciclica, al di là che poi si manifestino come D-O veri e propri (Wunsch, 2000). Analisi statistiche più approfondite dimostrano che l'inizio di tutti i D-O events ad eccezione di uno, è in fase con il segnale a 1470 anni (Fig. 1.5).

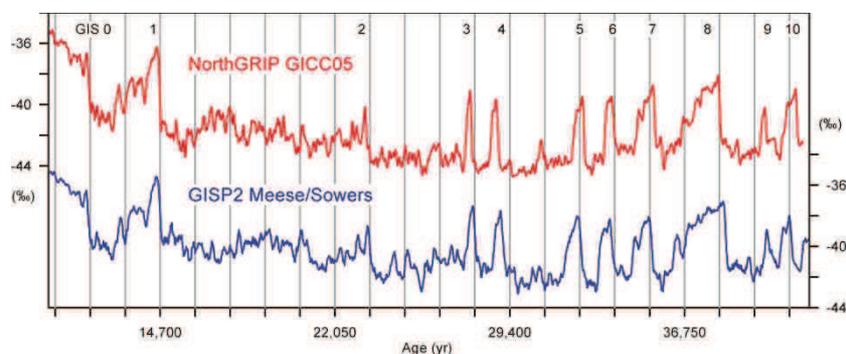


Fig. 1.5 - Curve degli isotopi dell'ossigeno NGRIP e GISP a confronto (Alley *et alii*, 1997; Andersen *et alii*, 2006) per verificare se gli eventi D-O, transizioni brusche fra stadi e interstadi isotopici mostrano una ciclicità a 1470 anni e suoi multipli. Le barre verticali sono distanziate di 1470 anni.

Prima di 46 ka B.P, la spaziatura fra D-O events è più irregolare; cosa che potrebbe essere dovuta a incertezze analitico-stratigrafiche più ampie (Schulz, 2002). L'ipotesi della ciclicità attorno a 1500 anni viene in parte confermata dal riconoscimento di analoghe ciclicità nell'Olocene, anche se con effetti di minor magnitudo. Ad esempio per alcuni studiosi la piccola Età Glaciale (400-200 anni BP) viene considerata come la parte terminale di un evento di D-O (Bond *et alii*, 1997). Le evidenze più marcate degli eventi D-O rimangono le carote di ghiaccio della Groenlandia che però coprono esclusivamente l'intervallo che va dall'ultimo Interglaciale (Eemiano) ai nostri giorni. Sono in corso numerosi studi atti a verificare la presenza di tali eventi in glaciazioni più antiche cercandone il segnale anche nei record stratigrafici delle carote

antartiche, che coprono un intervallo temporale maggiore (Stocker and Sigfùs, 2003). Se queste oscillazioni abbiano o no una certa ciclicità ha notevoli implicazioni nella ricerca delle loro cause. Se sarà confermata ad esempio la loro periodicità le cause saranno più probabilmente esterne al sistema e allocicliche; viceversa le cause saranno più probabilmente da ricercare in meccanismi di innesco interni al sistema climatico.

Eventi di Heinrich (H-events)

Gli *Heinrich Events*, per la prima volta descritti dal geologo marino Hartmut Heinrich, sono bruschi eventi climatici globali che coincidono con la distruzione delle piattaforme glaciali dell'atlantico settentrionale e il conseguente rilascio di enormi volumi di ghiaccio marino e *iceberg* nell'oceano. Ad oggi ne sono stati riconosciuti 6 (16.8, 24, 31; 38, 45, 60 ka cal BP), tutti durante l'ultima glaciazione, anche se per alcuni studiosi (Hemming, 2004), il Dryas recente, che prelude al GIS 0, presenta le caratteristiche per essere definito come un *Heinrich Event*; nel qual caso sarebbe l'H0 e nel complesso il loro numero salirebbe a 7 (vedi figura sintesi). Gli *H-Events* sono registrati nelle successioni sedimentarie dell'Atlantico Settentrionale come strati spessi e continui su vaste aree di sedimenti granulari e grossolani derivanti dalla terraferma (180 µm - 3 mm diametro). Frazioni così grossolane non possono essere state trasportate dalle correnti oceaniche e vengono interpretate come sedimenti erosi dai flussi glaciali nella calotta Laurentide, trasportati da *iceberg* verso sud e depositati nel fondo del mare allo scioglimento degli stessi come *dropestone* (IRD- *Ice rafted Debris*) (Heinrich, 1988). Questi strati evidenziano il periodico incremento della produzione di *iceberg* dalla calotta glaciale Laurentide e la conseguente e concomitante penetrazione verso sud delle fredde acque polari (Bond *et alii*, 1992, Bond and Lotti 1995). Gli eventi H sono rapidi, durano circa 750 anni e il loro inizio può durare pochi anni (Maslin *et alii*, 2001), gli andamenti isotopici ad essi correlati mostrano come durante gli H eventi coincida un netto raffreddamento climatico nell'emisfero boreale che prelude ad passaggio brusco all'interstadio successivo (GIS-evento di D-O). Gli *Heinrich Events* ricorrono in media ogni 6-7000 anni e nel periodo scelto per questa ricerca ne ricadono 2 (o tre se comprendiamo il Younger Dryas): (?)H0:12; H1:16,8; H2:24 cal ka BP. Successivi studi su successioni marine nel nord atlantico (ad es. Orphan Basin) mostrano che gli strati a IRD ricorrono più spesso nelle successioni del Nord Atlantico, anche se con spessori meno potenti e con minori evidenze di variazioni di temperatura associate (curva GRIP) sia durante il Würm 3 (15, 18.5, 19.75, 20.75, 23-23.5, 23.8-24.5, 25-27, 27.5-28.5 cal ka BP) (Tripanas and Piper, 2008) che durante l'Olocene (Bond *et alii*, 1997) (vedi paragrafo successivo e fig. di sintesi D-O+H+IRD+B). La regolarità degli IRD fornisce un efficace record per calibrare e correlare i cambiamenti climatici non solo nell'area dell'Atlantico settentrionale ma anche in aree remote come l'Oceano Pacifico e l'Antartico (tab.1- Naafs *et alii*, 2013).

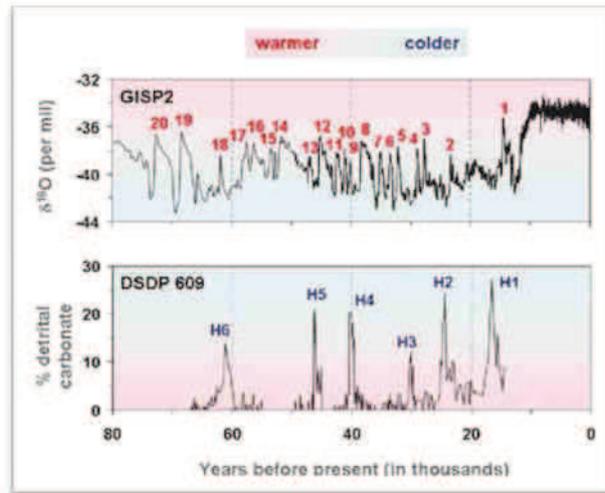


Fig. 1.6 – Sopra, record $\delta^{18}\text{O}$ dalla carota di ghiaccio GISP 2 in Groenlandia, che mostra 20 dei 25 Eventi DO individuati durante l'ultima glaciazione. (Grootes et alii, 1993), Sotto record apporti detritici di origine glaciale durante gli Eventi di Heinrich da un sondaggio offshore nelle successioni marine nel Nord Atlantico (Bond and Lotti, 1995).

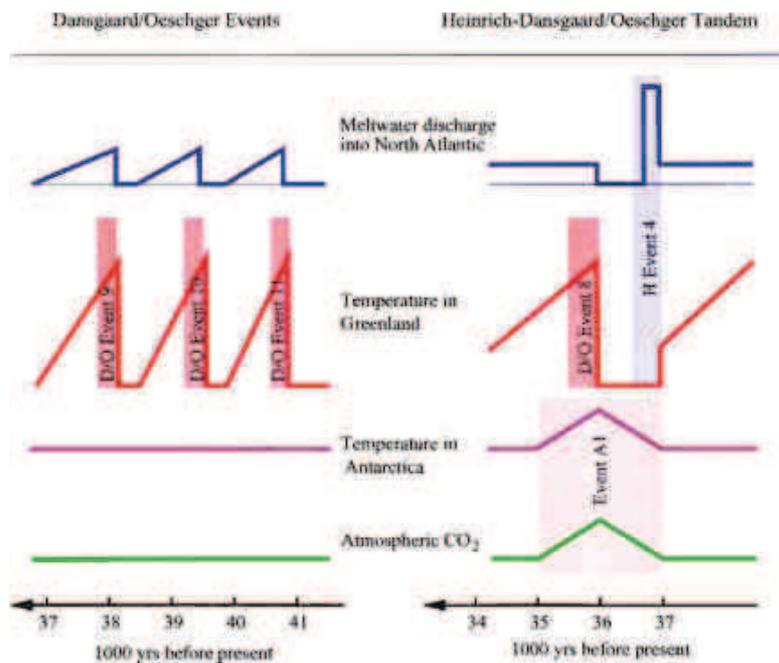


Fig. 1.7 - Visione schematica di una serie idealizzata di Dansgaard/Oeschger events (a sinistra) di una coppia idealizzata Heinrich-Dansgaard/Oeschger (a destra) correlate a variazioni di temperatura registrate in carote di ghiaccio in Antartide e in Groenlandia.

Eventi di Bond (B Events)

Prendono nome da Gerard C. Bond del Lamont-Doherty Earth Observatory della Columbia University, che per primo ne postulò l'esistenza nel 1997 (Bond *et alii*, 1997). I *B-Events* sono oscillazioni climatiche dell'Atlantico Settentrionale che ricorrono circa ogni $\approx 1,470 \pm 500$ anni durante l'Olocene. Ne sono stati identificati 8 primariamente dedotti dalle fluttuazioni degli IRD in successioni marine. Potrebbero rappresentare i corrispondenti interglaciali degli eventi glaciali D-O con una magnitudo probabilmente pari

al 15–20% dei differenziali di temperatura stadiale-interstadiale. Per ragioni ancora non chiare, infatti, i *B-Events* non danno segnali isotopici significativi nelle carote di ghiaccio della Groenlandia, ad eccezione del B5 (8.2 ka). Il prof. G.C. Bond propone che l'amplificazione degli effetti durante la glaciazione sia connessa alle caratteristiche di base della circolazione termoalina (fig. 1.7) differente rispetto ai periodi interglaciali (Bond *et alii*, 1997). Sempre secondo questa teoria, dato che per molte oscillazioni climatiche glaciali individuate dalle analisi isotopiche delle carote di ghiaccio (*D-O events*) si riscontra una identica periodicità, i B-Events rappresentano solo la manifestazione più recente di una ciclicità climatica a scala millenaria che opera indipendentemente dalla ciclicità glaciale-interglaciale, di lunghezza d'onda più ampia (Fig. 1.8).

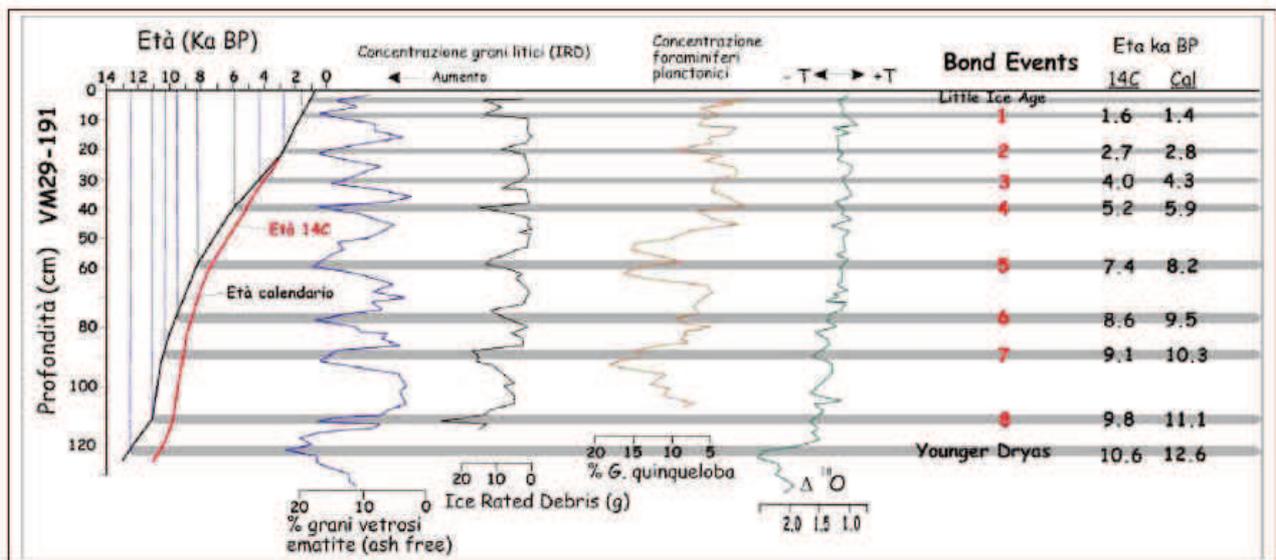


Fig. 1.8 - Bond Events: fasi di rapido raffreddamento ai poli a cui corrispondono fasi aride nella zona intertropicale, identificate da diversi high resolution paleoclimatic data (HRPD) (da Bond *et alii*, 1997, modificato).

Oscillazioni climatiche a scala millenaria: cause

Gran parte degli scienziati concordano che la ciclicità delle oscillazioni climatiche a scala millenaria siano da ricercarsi nell'alterazione periodica della circolazione oceanica termoalina, probabilmente generate dall'immissione nell'Atlantico Settentrionale di più o meno ingenti quantità di acqua dolce proveniente dalle calotte glaciali (Fig. 1.9). Questa teoria (altalena bipolare) prevede che queste ingenti quantità di acqua polare riducendo la salinità dell'acqua dell'oceano rendano più debole la NADW (*North Atlantic Deep Water current*) e la circolazione nell'emisfero boreale tanto da ridurre o bloccare il trasferimento del calore dalle basse latitudini verso nord generando un raffreddamento e un inaridimento del clima. Al contempo si osserva un aumento del trasferimento di calore verso il Polo Sud e la conseguente fusione del ghiaccio Antartico che a sua volta riduce la forza della AABW (*Antarctic Bottom Water current*). Questo fatto permetterebbe così di ripristinare la forza originale della NADW riportando il sistema alle condizioni iniziali. Le carote di ghiaccio dell'Antartide (Epica, European Project for Ice Coring in Antarctica) mostrano infatti oscillazioni positive in coincidenza delle oscillazioni negative in quello settentrionale (Maslin *et alii*, 2001).

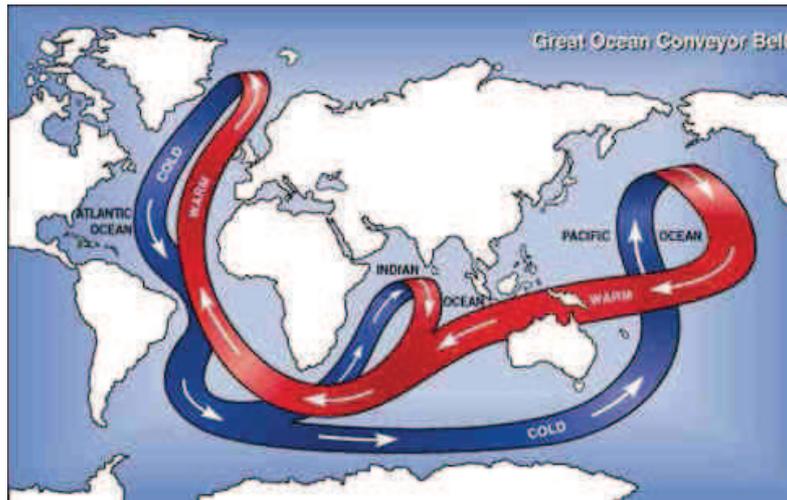


Fig. 1.9 - Schema semplificato andamento delle correnti termoline oceaniche

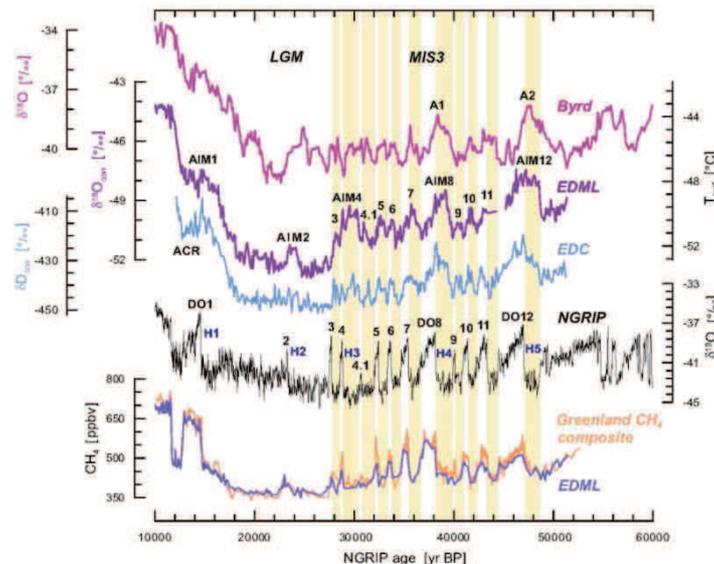
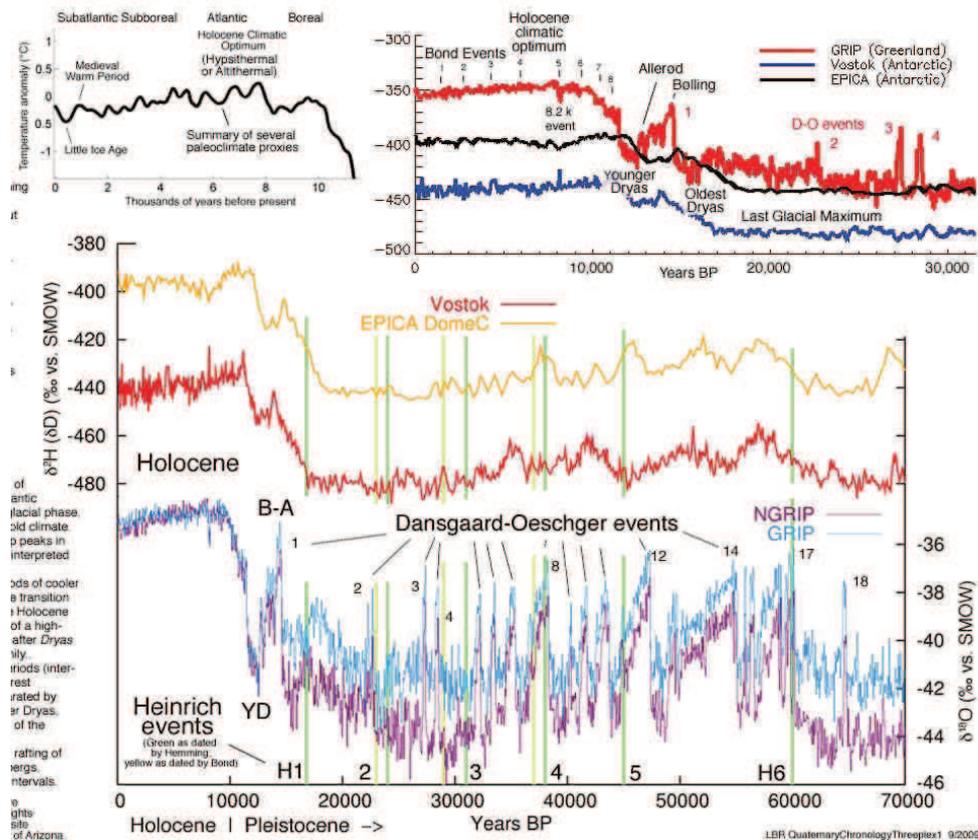


Fig. 1.10 - Correlazione N/S mediante segnale CH4 (MIS3: 50-30 ka BP) Le bande brune indicano le fasi fredde stadiali in Groenlandia e corrispondono a picchi caldi in Antartide. (EPICA Community Members, 2006)

Queste ipotesi basate sugli effetti del "freshwater forcing" sulla circolazione oceanica termalina sono supportata da evidenti cambiamenti nella formazione delle cosiddette correnti profonde: analisi su sedimenti marini profondi nel nord atlantico dimostrano che la formazione di correnti profonde si ridusse notevolmente in concomitanza degli H-Events (Shackleton *et alii*, 2000; Elliot *et alii*, 2002; McManus *et alii*, 2004). Mentre questa riduzione è meno evidente durante gli eventi D-O (Elliot *et alii*, 2002). Se quindi il meccanismo che controlla le oscillazioni climatiche a scala millenaria sembra essere stato identificato, rimangono grandi dubbi sulle cause dell'apporto, apparentemente ciclico, di acqua dolce di origine polare nel Nord Atlantico. Alcuni le riconducono a ragioni esterne al sistema come cicliche variazioni nell'irraggiamento solare (Bond *et alii*, 2001), altri a dinamiche intrinseche alle calotte glaciali della Larentide e/o dell'Antartico Occidentale (MacAyeal, 1993; Hulbe *et alii*, 2004; Alley *et alii*, 2006), altri ancora a processi insiti nelle dinamiche oceaniche-atmosferiche (Dansgaard, 1993; Shaffer *et alii*, 2004, Flückiger *et alii*, 2006).



Gli eventi millenari H e D-O e B lasciano un'impronta globale?

Dal momento della loro individuazione e grazie all'affinamento delle tecniche di analisi dei record climatici sia continui che discontinui, moltissime ricerche stanno puntando a verificare se queste oscillazioni lascino o no un'impronta globale, se avvengono in modo sincrono e quali effetti abbiano sui sistemi della geosfera e della biosfera. Nonostante molte ricerche siano ancora in corso e la loro causa scatenante sia ancora ignota, pur restando il Nord Atlantico settentrionale la loro zona di origine, sono parecchi i segnali che confermano la forte influenza di questi *short shift* nel pianeta (Fig 1.11). Prima di tutto si è dimostrato il sincronismo in Groenlandia dei *D-O Events* comparando le curve di variazione del segnale $\delta^{18}\text{O}$ ottenute nelle diverse campagne di studio che si sono succedute dagli anni 80 ad oggi (*GRIP core, North Grip core, Dye 3*). Alcune delle evidenze più chiare, esterne all'area di riferimento, vengono da record sedimentari continui dei Caraibi, (Peterson *et alii*, 2000) e Mare Arabico (Schulz *et alii*, 1998), e in speleotemi nella grotta di Hulu, in Cina (Wang *et alii*, 2001). Per quanto riguarda gli effetti dell'*H-Event* n.1 su scala globale si rimanda alla figura sintetica di Naafs *et alii* (2013). Con una periodicità di 1500 anni e in modo sincrono si osservano ad esempio periodiche riduzioni dell'azione dei monsoni in Asia per almeno gli ultimi 9.000 anni (Gupta *et alii*, 2003); aumenti dell'aridità nel Medio Oriente negli ultimi 55.000 (Bartov Yuval *et alii*, 2003; Parker *et alii*, 2006); variazioni nelle associazioni vegetazionali nel Nord America (Viau *et alii*, 2002; Litwin *et alii*, 2013) e in Europa (Fletcher *et alii*, 2010; Ravazzi *et alii*, 2007; Pini, *et alii*, 2007; 2010). Litwin *et alii* (2013), analizzando una serie continentale nel MAR (Mid- Atlantic Region), osservano che le foreste locali (come indicato dalla variazione di abbondanza di pollini di associazioni di più specie arboree) manifestano un quasi continuo *pattern* di variazioni nette a scala secolare/millenaria durante il Pleistocene Superiore, variando da un carattere boreale a uno subtropicale. Altri autori, comparando successioni polliniche di siti posti sul continente europeo con successioni polliniche marine, documentano passaggi ripetuti da ambiente steppico ad ambiente di foresta in coincidenza con gli *D/O Events* (Fletcher *et alii*, 2010).

Avvicinandoci geograficamente all'area di studio, vanno ricordati i sondaggi effettuati recentemente nella Pianura Veneta (Lago Fimon) e Friulana (Azzano) in cui lo studio multistratigrafico ad alta risoluzione (palinostratigrafico, radiometrico e isotopico, sedimentologico...) di successioni lacustri e di megafan alluvionali nelle porzioni distali, ha evidenziato gli effetti delle oscillazioni climatiche anche a scala millenaria sugli ecosistemi alpini e padani e sull'ambiente sedimentario durante gli ultimi 5 cicli climatici (Ravazzi *et alii*, 2007; Pini *et alii*, 2007).

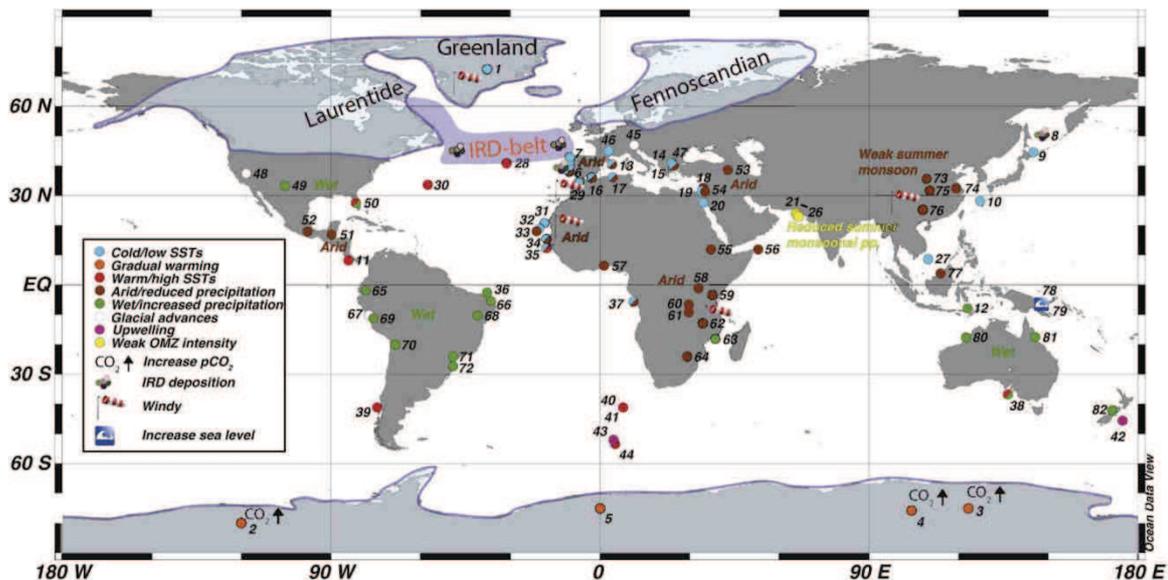


Fig. 1.11 - Mappa che mostra le evidenze di variazioni climatiche associabili temporalmente agli Heinrich Events (da Naafs *et alii*, 2013).

Purtroppo entrambi i record arrivano fino all'LGM e non ci forniscono molte informazioni sul periodo specifico scelto per lo studio. D'altra parte non mancano analoghi studi che ci interessano più direttamente: Ravazzi nel 2007 presenta un lavoro di sintesi e confronto fra i record paleoclimatici registrati in successioni lacustri e palustri dell'Italia Settentrionale e della Svizzera meridionale evidenziando come la storia vegetazionale, nel Tardoglaciale sia stata analoga e sincrona e estremamente articolata con frequenti e bruschi cambi di associazione arborea (da steppa a foresta e viceversa) con frequenza millenaria, probabilmente ascrivibili alla risposta degli ecosistemi alle variazioni climatiche globali ad alta frequenza. Più recentemente (Van Raden *et alii*, 2012), un'analisi multispettrale ad altissima risoluzione sulle successioni del Lago Gerzensee in Svizzera, soprattutto dedicata alla variazioni degli isotopi dell'ossigeno su contenuto paleontologico ha individuato oscillazioni climatiche a scala decennale-secolare che ben fittano con le curve isotopiche GRIP, nella Cronozona Bolling-Allerod. Il dettaglio raggiunto è tale che questa successione si candida a diventare un proxy climatico di riferimento per l'Europa continentale per l'intervallo Bølling-Allerød (14,8 cal ka BP- 12,8 cal ka BP). Anche altri record climatici discontinui come le variazioni del livello marino e l'evoluzione del glacialismo alpino sembrano risentire delle oscillazioni climatiche ad alta frequenza. Nel record sedimentario marino sono state riconosciute variazioni glacioeustatiche variabili fra 9 e 20 m con periodicità millenaria probabilmente correlabili a tali eventi (Yokoyama *et alii*, 2001).

2 - Ultima transizione glaciale interglaciale nelle Alpi - Limiti e Terminologia

La stratigrafia del Quaternario da sempre ha presentato problemi, sia teorici sia nell'uso pratico. L'intervallo di tempo geologico a noi più prossimo si differenzia dai precedenti per la quantità e la qualità delle testimonianze geologiche, paleobiologiche e paleoambientali lasciate e i criteri stratigrafici normalmente usati si adattano con difficoltà allo studio e classificazione dei sedimenti quaternari, in modo particolare di quelli continentali caratterizzati da evidenti discontinuità spaziali e scarso grado di conservazione. L'estrema "freschezza" della materia, che si trova in un periodo di rapidissima evoluzione, ha comportato il radicamento e il proliferare nelle diverse aree di studio di terminologie "stratigrafiche o quasi stratigrafiche" non o mal definite e non sempre fra loro confrontabili (cf. Orombelli *et alii*, 2005). Prima di procedere nella scrittura di questo lavoro ritengo perciò opportuno introdurre alcune specifiche circa il significato con cui utilizzerò alcuni dei termini al centro delle maggiori ambiguità, citando ampiamente i lavori dei gruppi di ricerca di Ravazzi e Orombelli, di riferimento in questo settore per la stratigrafia Alpina Italiana.

LGM (Last Glacial Maximum) - Il termine LGM ha origine da una sintesi degli studi sulle variazioni del livello marino, delle temperature della superficie del mare (SST) ottenute dalle associazioni dei foraminiferi planctonici e dei rapporti isotopici ottenuti dai foraminiferi bentonici. Questi indicatori forniscono evidenze concordanti sull'esistenza, nell'ambito dell'ultima glaciazione, di un intervallo in cui i ghiacciai continentali raggiunsero il loro massimo volume integrato. Il termine ha quindi una connotazione globale e come tale non può essere definito sulla base di indicatori di valore regionale o locale. Le manifestazioni locali dell'evento LGM possono essere diverse nelle diverse aree del pianeta. In base ai più recenti dati sul minimo assoluto raggiunto da livello del mare durante il MIS 2 (*Marine Isotopic Stage 2*), il LGM sarebbe compreso tra 19 e circa 30 mila anni cal BP. Sussistono tuttora alcune discrepanze tra i diversi indicatori sulla fase iniziale dell'intervallo: per alcuni autori (Yokohama *et alii*, 2000) la cronozona LGM va da 19 a 23 ka cal BP, mentre dalle carote di ghiaccio della Groenlandia va da 19 a 25 ka cal BP e in Antartide da 18 a 28 ka cal BP. Nello studio dei depositi glaciali continentali la dizione "*last glacial maximum*" (o altre affini) è stata usata inizialmente per indicare, in senso geografico, il limite più esterno raggiunto dai margini glaciali durante l'ultima massima avanzata, senza una diretta e sicura implicazione temporale. Già negli anni '80 era chiaro che, da luogo a luogo, tale limite non era sincrono e poteva essere più antico o più recente del Last Glacial Maximum (LGM), così come concepito dagli stratigrafi del Quaternario marino. Percepita questa differenza, molti geologi del glaciale hanno introdotto l'uso del termine LGM con significato locale, per rimarcare la differenza temporale rispetto al "Global LGM" o comunque la sua indipendenza: sono così comparse nella letteratura dizioni come "local Last Glacial Maximum", "Mountain glacier LGM" "New Zealand LGM", "local Tibetan LGM", "ALGM" (Last Glacial Maximum Alpino) (ad es. Owen *et alii*, 2002; Smith *et alii*, 2005).

WÜRМ - Nella scala cronostatigrafica regionale alpina è codificato l'impiego del Würm come piano cronostatigrafico di valore regionale, corrispondente all'espressione dell'ultima glaciazione nelle Alpi, con le prime fasi datate intorno a 105 ka BP, mentre il sottopiano Würm Superiore comprende le fasi di avanzata, di massimo e di ritiro glaciale dell'ultimo evento verificatosi tra 30 e 11.5 ka cal BP (risoluzione n. 6 della Subcommission European Quaternary Stratigraphy -SEQS, da Chaline & Jerz, 1984). Sempre la risoluzione n. 6 della SEQS indica che il Würm termina con l'inizio dell'Olocene, con limite attualmente datato 11,7 ka cal BP (Walker *et alii*, 2009). Per tutti questi autori il Würm Superiore include le fasi di acme glaciale ALGM e di ritiro glaciale, complessivamente comprese nel *Late glacial* (Tardoglaciale). Risulta chiaro inoltre la differenza fra il termine LGM che ha valenza globale e il WÜRМ a valenza regionale.

TARDOGLACIALE – Tardoglaciale è la traduzione di Lateglacial/Spätglazial ed è stata informalmente usata in geologia glaciale per indicare la fase di transizione climatica successiva al LGM, contrassegnata da avanzate o stazionamenti, via via più arretrati, degli apparati glaciali, fino alla loro riduzione (nel caso dei ghiacciai montani) a dimensioni circa uguali a quelle attuali. In questo senso, sulle Alpi, il Tardoglaciale (anche indicato come Tardowürm/Tardowürmiano) è stato usato, a partire dagli anni '60, come termine complessivo, per indicare gli stadi glaciali (stadiali) già individuati da Penk e Brückner (1909), e originariamente attribuiti al “post-glaciale – post-würmiano” (cf. Maich, 1982). Una vasta bibliografia si è accumulata su questo argomento, con l'introduzione di numerosi nuovi “stadi” con denominazioni locali, particolarmente in Austria e in Svizzera, ma anche in Italia, generalmente non definiti cronologicamente e tra loro distinti e correlati con criteri paleo-glaciologici (altitudine del limite delle nevi) (Van Husen, 1997; Kelly et alii, 2004). Il limite superiore del *Lateglacial* (fig 2.1.) è posto in maniera univoca in corrispondenza di un brusco evento isotopico, palinologico e dendrocronologico a 11.550 ± 50 anni cal BP (10.000 ^{14}C BP), che coincide circa con l'inizio dell'Olocene (Dansgaard et alii, 1989; Johnsen et alii, 1997; Friederich et alii, 1999; Merkt & Muller, 1999; Litt et alii, 2003) ed è accettato dalla International Commission on Stratigraphy (Gibbard, 2004). Per quanto riguarda la caratterizzazione della parte iniziale del *Lateglacial* non vi è ancora accordo unanime nella letteratura. Per gli autori dell'Europa centro-occidentale il limite *Pleniglacial/Lateglacial* coincide brusco miglioramento climatico che segna l'inizio del GI-1 (Greenland Interstadial 1), circa corrispondente al “Bølling-Allerød”, posto a circa 14.700 anni cal BP (Johnsen et alii, 1997; Lowe & Walker, 1997; Walker, 1999; Walker et alii, 1999; Litt et alii, 2003); per altri inizia con la fine dell'LGM, circa 18 mila anni cal BP (Orombelli & Ravazzi, 1996; Lambeck et alii, 2000); per altri ancora è variabile e coincide con l'inizio delle fasi di deglaciazione locale. Nell'area alpina, se si fa iniziare l'ultima deglaciazione nel momento in cui i ghiacciai abbandonano definitivamente la posizione raggiunta negli anfiteatri (ove esistono) o nei fondovalle nel Würm Superiore, tenendo conto dei dati relativi all'anfiteatro di Vittorio Veneto dai tronchi e legni di Revine, Ravazzi (2003) propone un'età di circa 15,5 ka 14C BP (ca 18.9 ka cal BP) per l'inizio della deglaciazione a Sud delle Alpi. Sintetizzando possiamo affermare che il termine Tardoglaciale è impiegato in letteratura con significati diversi, talora comprendendo le fasi della deglaciazione a scala locale, talora indicando l'intervallo di tempo tra l'inizio dell' Interstadio Groenlandese 1 (D-O 1) e l'inizio dell'Olocene (da 14.7 a 11.5 ka cal BP), talora, infine per indicare l'ultima transizione climatica che si estende dalla fine del LGM all'inizio dell'Olocene, con significato globale. (Orombelli et alii, 2005) .

POSTGLACIALE - Il termine Postglaciale (*post-glacial*) è impiegato da un secolo nella letteratura internazionale per indicare l'intervallo che inizia dalla fine dell'ultimo ciclo di avanzata e ritiro glaciale del Pleistocene (Webster's Revised Unabridged Dictionary, 1913). Il *Postglacial* segue il *Lateglacial* e come tale è generalmente considerato un sinonimo di Olocene, anche se privo della connotazione cronostratigrafica di quest'ultimo (Roberts, 1989; Lowe & Walker, 1997). Nei progetti di cartografia geologica italiani risponde all'esigenza di trovare un termine "cumulativo" per indicare un complesso di depositi, che altrimenti riempirebbero di un lunghissimo elenco di nuovi nomi le carte.

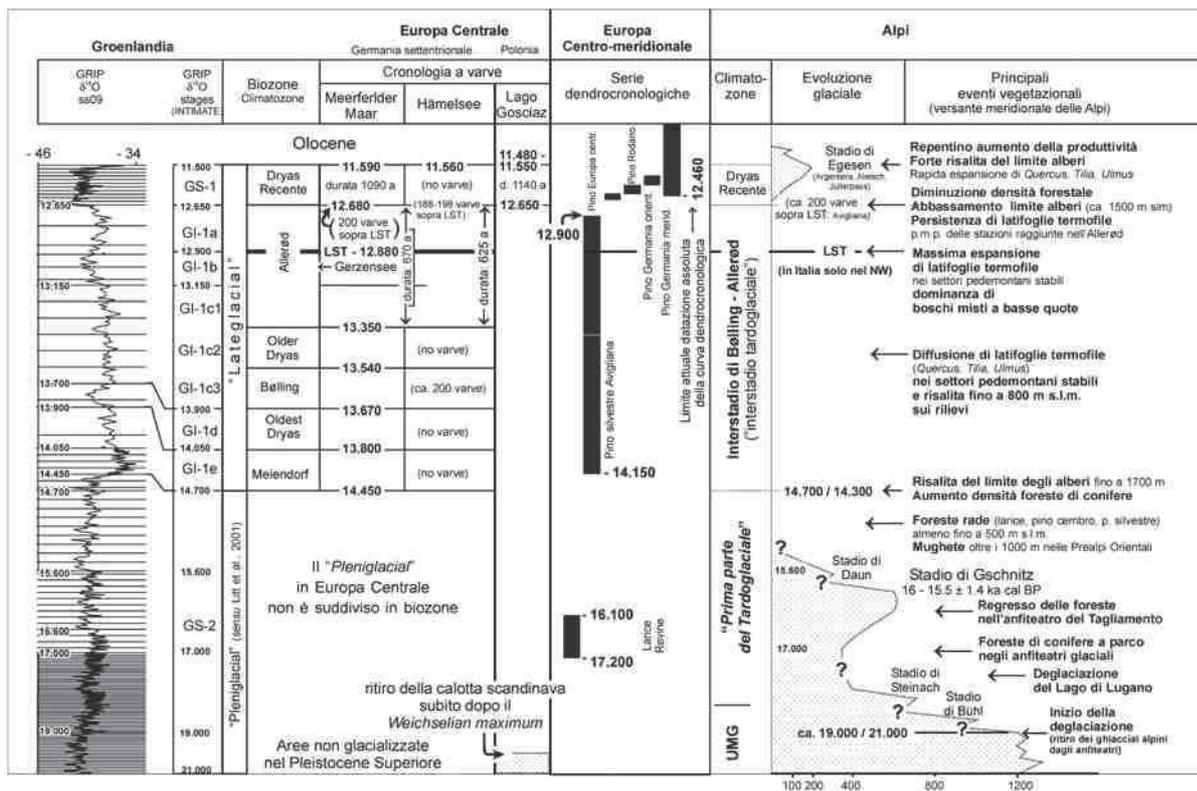


Fig. 2.1.: Schema della stratigrafia climatica del Tardoglaciale, dei principali vincoli cronologici disponibili e degli eventi vegetazionali documentati sul versante sud delle Alpi. Sono illustrate: la stratigrafia isotopica GRIP (cronologia ss 09; le barre orizzontali indicano intervalli di 100 anni); la cronologia e la suddivisione stratigrafica proposta da INTI-MATE; la cronologia e la stratigrafia delle successioni varvate dell'Europa Centrale; le serie dendrocronologiche e la successione di stadi glaciali definiti nelle Alpi su base paleoglaciale. L'individuazione di stadi glaciali è basata sul calcolo dell'abbassamento della linea di equilibrio dei ghiacciai, proprio di ciascuno stadio. (Orombelli et alii, 2005).

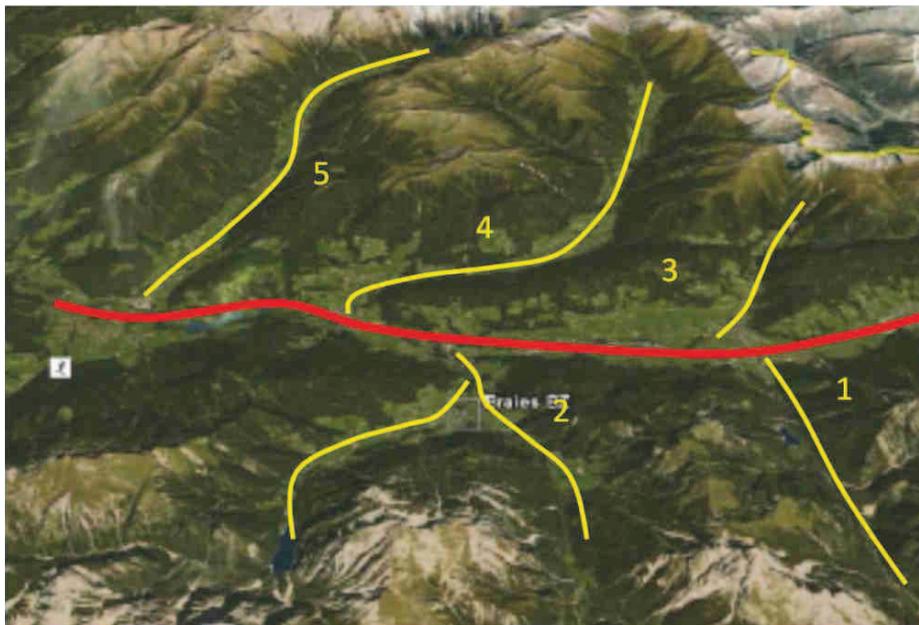
Sintetizzando, nella ricostruzione dei *framework* stratigrafici dei depositi quaternari delle aree di indagine utilizzeremo i seguenti termini con le accezioni sotto riportate (ove non indicato diversamente):

- **LGM** (Last Glacial Maximum) come intervallo in cui i ghiacciai continentali raggiunsero il loro massimo volume integrato, a valenza globale
- **ALGM** (Last Glacial Maximum Alpino) come l'intervallo di tempo in cui i ghiacciai hanno stazionato durante l'ultima avanzata con il limite più esterno raggiunto dai margini glaciali (circa 26-19 ka cal BP), a valenza regionale
- **WÜRМ** come piano cronostatigrafico a valenza regionale Alpina, che va da 105ka a circa 11,5 ka;
- **WÜRМ SUP.** come sottopiano del WÜRМ a valenza regionale alpina che va da 29 a circa 11,5 ka cal BP che comprende l'ALGM e il TARDOGLACIALE);
- **TARDOGLACIALE** come intervallo compreso tra l'ALGM e l'inizio del presente interglaciale (Olocene), si estende tra circa 19 ka e circa 11.5 ka cal BP; a valenza regionale.
- **POSTGLACIALE** termine informale coincidente in larga parte con l'Olocene; a valenza regionale

3 - Ultima transizione glaciale interglaciale nel bacino dell'Alta Pusteria

3.1 - inquadramento

La Val Pusteria (BZ) è una valle longitudinale a direzione E-O ed è percorsa dal F. Rienza le cui acque confluiscono nell'Isarco e successivamente nell'Adige. Il suo settore orientale (a est di Brunico), compreso fra i fogli 016 Dobbiaco e 09 Anterselva e 017 Cavallino), detto Alta Val Pusteria, oggetto di questo studio è attraversato da due spartiacque di importanza regionale: il primo, orientato circa E-O, separa il bacino del Fiume Piave dal bacino del Fiume Rienza (bacino Fiume Adige) e nel suo tratto orientale, il bacino del Fiume Piave dal bacino della Drava (bacino del Danubio); le quote minime di quest'ultimo spartiacque sono il Passo di Monte Croce Comelico (1636 m s.l.m) e il Passo di Cimabanche (1530 m s.l.m.). Esso attraversa le spettacolari Dolomiti di Sesto e l'Altopiano di FAnes-Sennes, ora Patrimonio dell'Umanità per gli aspetti geologici e paesaggistici. Il secondo spartiacque è orientato circa N-S e separa le acque del Fiume Drava da quelle del Fiume Rienza. Per lunghi tratti coincide con le elevate e aguzze creste di confine, attraversa la Val Pusteria nel segmento compreso fra Dobbiaco e San Candido a quote decisamente basse (1100 m s.l.m); l'Alta Valle Pusteria e della Drava sono sostanzialmente in continuità morfologica. Attualmente gran parte del territorio rilevato rientra nel bacino idrografico del F. Adige, ma durante lo LGM le cose non stavano così e gli spartiacque attuali erano per lunghi tratti sepolti dalla massa glaciale. Questo aspetto gioca un importante ruolo nella nomenclatura scelta per le unità del quaternario identificate che vanno vincolate al bacino glacigenico di appartenenza.



In Alta Val Pusteria si immettono da sud e da nord (tav.3.1 e 3.2), con andamento più o meno trasversale da essa 6 importanti vallate più diverse altre di minor importanza: da est a ovest, si incontrano la Valle di Sesto, la Val di Landro (1) e la Valle di Braies (2) da sud ; la valle di S. Silvestro (3), di Casies (4) e di Anterselva (5) da nord. Queste ultime sono orientate circa NE-SW, e le loro testate formano lo spartiacque seguito dal confine di Stato, che ha un andamento circa WNW-ESE, per lungo tratto parallelo alla Deferegggen Tal in Austria

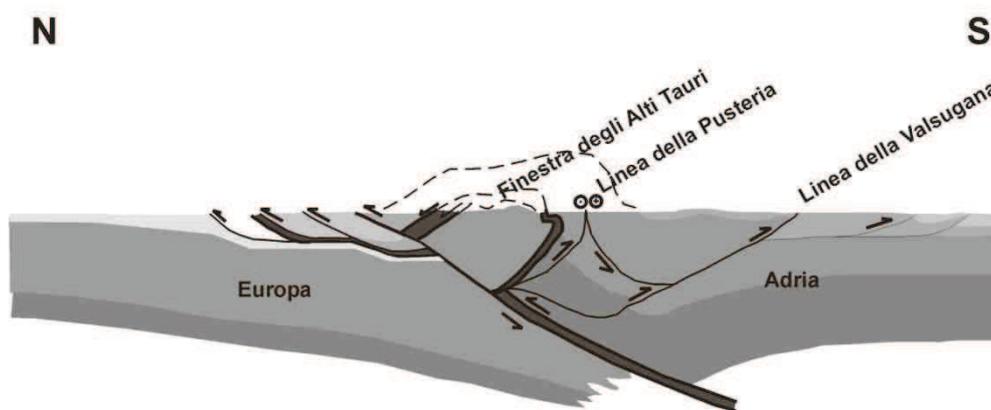
La valle di Riva s'immette in valle Aurina ed è stata al centro di rilievi solo per le parti più alte, quelle comprese nel Foglio 09 Anterselva. La Valle di Anterselva è sede dell'asse viario che collega la Statale della Pusteria con il valico stradale di P.so Stalle (2052 m). Da questa quota la valle scende ripida fino ai 1641 m

del Lago di Anterselva, formatosi per lo sbarramento creato dai conoidi di deiezione contrapposti formati dai detriti che scendono dalle valli che fanno capo ai rilievi del Collaspro, Collalto e Punta Secca, a destra, e Pietraforata e Croda Rossa, a sinistra. LA Valle di Anterselva confluisce in Alta Val Pusteria nella piana di Valdaora. La Val Casies si diparte da una cresta con numerose cime superiori ai 2700 m, tra le quali la Forcella Casies (2209 m) rappresenta il valico naturale al versante austriaco. Il fondovalle si mantiene stretto fino alla quota di 1500 m, al di sotto della quale si allarga e ospita alcuni grandi conoidi alluvionali, parzialmente incisi dal torrente di fondovalle, il Rio di Casies. LA Valle di Casies confluisce in Alta Val Pusteria presso Monguelfo. La Val di San Silvestro confluisce in Alta Val Pusteria presso Dobbiaco. I rilievi maggiori nel settore nord area rilevata (a nord dell'asse formato dall'Alta Val Pusteria) si trovano nel Gruppo delle Vedrette di Ries , comprese fra la Valle di Riva e la Valle di Anterselva; presentno molte cime superiori ai 3200 m: Collalto (3436 m, cima più elevata dell'area), M. Nevoso (3358 m), Collaspro (3273 m), M. Magro (3273 m), Pizzo delle Vedrette (3249 m) e numerose altre superiori ai 3000 m. Lungo il crinale che demarca il Confine di Stato le vette più alte superano spesso i 3000 m soprattutto nella parte più settentrionale: Triangolo di Riva, La Mulle, Sasso Lungo, Grande Orecchio, per scendere di qualche centinaio di metri nella parte più meridionale: M. di Dentro, M. Quaira, Corno Fana, M. Altacroce, M. Chiaro, M. Ripa. Altri rilievi degni di nota sono i crinali tra la valle Aurina e la valle di Riva (Cima Dura, 3130 m) e tra la valle di Anterselva e la Val Casies (Croda Rossa, 2818 m). I rilievi maggiori del settore sud sono Cima Undici, i Tre Scarperri (3145 m), le Tre Cime di Lavaredo (2999 m), Il Picco di Vallandro (2839 m), la Croda del Becco, le Tre Cime di Lavaredo (2999 m).



Come in tutte le aree del settore alpino le tracce del modellamento glaciale sono ovunque evidenti, soprattutto quelle relative alla più recente fase di massima espansione occorsa nel Pleistocene (Ultimo Massimo Glaciale). Dorsali dalle creste aguzze, spesso delimitanti circhi glaciali e valli sospese, sono molto frequenti alle quote più elevate, mentre le valli principali presentano un tipico profilo a U (spesso parzialmente alterato dai posteriori depositi di fondovalle). Le testate delle valli "meridionali" (Braies; Landro, Sesto) risentono della distribuzione dei grandi corpi carbonatici triassici e presentano profili asimmetrici. Spalle glaciali fiancheggiano le valli, delimitate, alle quote più basse, da dorsali arrotondate. Non di rado nelle aree rocciose già ricoperte da ghiacciai si osservano rocce montonate e liscioni glaciali con strie e solchi. In tutta l'area di studio sono largamente diffusi i till, sia come depositi sparsi che come argini di morene frontali e laterali. Queste morene sono state deposte dai ghiacciai in fase di ritiro, durante i vari stadi individuati dagli Autori (Damm, 1997). Attualmente sui versanti più elevati del gruppo delle Vedrette di Ries, in particolare su quelli rivolti verso i quadranti settentrionali, sono alloggiati numerosi ghiacciai. Questi hanno avuto una significativa espansione durante la Piccola Età Glaciale e successivamente sono andati riducendosi sia in estensione che in spessore. Dopo il breve periodo favorevole al glacialismo a cavallo degli anni '70 e '80 del secolo scorso, la deglaciazione è stata pronunciata, con arretramento delle fronti glaciali di parecchi metri all'anno. A quote relativamente elevate sono molto frequenti *rock glacier*

spesso attivi. Essi sono testimonianza della presenza di permafrost sporadico. Molte di queste forme derivano dall'evoluzione di ghiacciai coperti da detrito, che ha preservato dall'ablazione un ridotto nucleo di ghiaccio dell'antico ghiacciaio. In altri casi il *rock glacier* può aver avuto origine da materiale morenico deposto, per la formazione di ghiaccio interstiziale derivato dall'acqua delle precipitazioni. In un numero minore di casi i *rock glacier* risultano alimentati da falde detritiche o da frane; solitamente queste forme hanno minore estensione delle precedenti. Limitate manifestazioni di soliflusso, anch'esse tipiche degli ambienti periglaciali, si sviluppano laddove la pendenza del versante consenta il movimento lento di regolite con elevato contenuto di materiale fine verso valle. L'evoluzione morfologica post-glaciale è caratterizzata da manifestazioni legate all'azione della gravità, al dilavamento dei versanti e alla dinamica fluviale e torrentizia. Lungo i versanti rocciosi particolarmente pendenti falde e coni detritici sono pressoché ubiquitari. Spesso questo materiale è mobilizzato da fenomeni di trasporto di massa (*debris flow*), che lo ridepositano con caratteristiche forme digitate caratterizzate da due argini paralleli. Le frane sia di crollo sia di scivolamento attive non sono molto diffuse, e coprono tutto lo spettro di magnitudo, da pochi mc a decine di ma mc (rock avalanche di Braies); frane rototraslative di medio grandi dimensioni senza indizi di attività e difficilmente riconoscibili a causa della copertura vegetale, sono distribuite lungo i versanti più acclivi delle valli principali. Nell'area analizzata sono state riconosciute alcune DGPV di estensione plurichilometrica, riconoscibili dalla presenza di *trench*, doppie creste e scarpate di distacco gravitativo. Il dilavamento non è efficace sulle rocce coerenti e dove la vegetazione ricopre uniformemente il suolo, tuttavia nell'area esaminata in alcune zone ha dato luogo a forme tipiche, quali le piramidi di terra presenti nella zona di Plata, nell'angolo SW dell'area di studio, scolpite su depositi poco coerenti di origine paraglaciale. Il clima è tipicamente un clima di altitudine, con le caratteristiche di un clima continentale, caratterizzato da precipitazioni prevalentemente estive. Gli elevati dislivelli tra i fondovalle e le creste dei monti portano ad una forte differenza di temperatura e di quantità di precipitazioni, assai più elevate alle quote più alte. L'area rilevata presenta una grande varietà di litotipi (magmatico-metamorfico e sedimentario) e unità stratigrafiche in quanto è scavata in domini delle Alpi Orientali e delle Alpi Meridionali, giustapposti lungo la Linea Periadriatica, qui chiamata Linea della Pusteria, che taglia a metà l'area di studio con direzione E-O.



Profilo sismico interpretato della struttura profonda delle Alpi Orientali e Meridionali come rivelata dalla riflessione sismica nell'ambito del Progetto TRANSALP (da Castellarin et alii 2006, modificato).

3.2 Geologia e stratigrafia del Quaternario dell'Alta Val Pusteria

Quasi il 40 % del bacino dell'Alta Pusteria è coperto da depositi continentali del Pleistocene Superiore p.p. e Olocenici. Si tratta per lo più di depositi glaciali (*till* indifferenziati e di ablazione, depositi di contatto glaciale e fluvioglaciali), periglaciali (*rock glacier* e nivomorene), gravitativi (detrito di versante, detrito a grossi blocchi, frane), alluvionali-torrentizi (terrazzati e non), di origine mista (*debris flow* e *mud flow*, valanga e torrentizi), con subordinati depositi palustri-torbosi. Essi affiorano diffusamente nelle aree di circo delle valli laterali pensili, ove è chiaramente riconoscibile la morfologia originale dei corpi (argini morenici, lobi di *rock glacier*, coni etc.), in modo discontinuo lungo i settori intermedi dei versanti delle medie ed alte valli, mentre rivestono particolare importanza per estensione e spessore nei principali fondovalle e sui fianchi delle stesse.

Con l'esaurirsi dell'ultima glaciazione e per tutto l'Olocene i processi di dilavamento e denudazione dei versanti hanno assunto un'intensità tale da obliterare, troncare, seppellire, buona parte dei depositi superficiali formati in precedenza; è quindi raro imbattersi in spaccati in cui sia individuabile una successione di più facies; il più delle volte i corpi sedimentari quaternari hanno il limite inferiore sepolto o coincidente con il substrato e quello superiore corrispondente alla superficie topografica attuale.

Sotto i 2000 m s.l.m. l'abbondante copertura vegetale (erbacea, pino mugo, alto fusto) fa sì che gli affioramenti in senso stretto dei depositi superficiali siano ridotti rispetto all'estensione areale e all'importanza volumetrica degli stessi. Gli affioramenti di una certa consistenza, sono ubicati lungo le scarpate di erosione naturali, oppure in tagli e scavi antropici, e mostrano nel complesso una distribuzione a spot. Per ovviare a questo problema, al rilevamento sul terreno è stata affiancata l'interpretazione di fotografie aeree, di ortofotografie e di un modello digitale del terreno (DTM), ad altissima risoluzione, recentemente fornito dalla Provincia Autonoma di Bolzano. Quest'ultimo supporto tecnologico, ottenuto da immagini LIDAR, si è rivelato un potentissimo strumento d'indagine geomorfologica in quanto consente la visualizzazione del territorio senza la copertura vegetale e antropica.

3.2.1 - Criteri di rilevamento e stratigrafia

I depositi continentali relativi all'intervallo compreso fra l'ALGM a oggi sono stati cartografati come unità a limiti inconformi (*UBSU- Unconformity Boundary Stratigraphic Units*) Le discontinuità fra le varie unità sono state identificate e tracciate in base a criteri spaziali (descrizione di successioni di litofacies nelle rare sezioni di riferimento, correlazione fra i *record* litostratigrafici archiviati dapprima alla scala del singolo bacino secondario, poi alla scala del bacino di riferimento più ampio), e temporali (cronologie relative, dati geocronometrici in settori Alpini limitrofi, dati dedotti con metodi glaciologici Δ ELA), combinati. Parallelamente, la ricostruzione dell'assetto morfostratigrafico dell'area, mediante le innovative tecniche di telerilevamento sopradescritte, si è rivelata un insostituibile strumento di correlazione. Come già detto nel paragrafo dedicato ai criteri di rilevamento, ogni unità è caratterizzata da un preciso colore di fondo a cui si sovrappongono i retini relativi alle diverse litofacies (depositi glaciali, alluvionali, di origine mista, di contatto glaciale, etc.) contenute in essa.

Le USBU riconosciute nell'area indagata, i rapporti geometrici intercorrenti fra esse e fra le litofacies che li compongono sono sintetizzati nel *box diagram* in fig. 3.2.1.

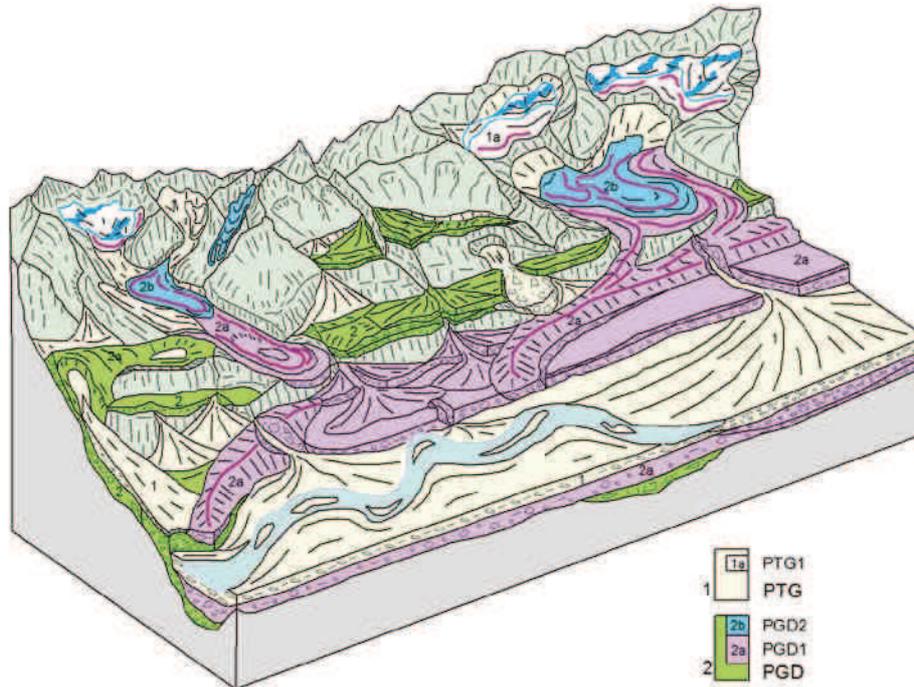


Fig. 3.2.1: Schema dei rapporti stratigrafici delle unità quaternarie comprese nell'area di studio: 1) Sintema Postglaciale Alpino (PTG); 1a) Subsintema dell'Amola (PTG₁); 2) sintema della Pusteria (PGD); 2a) subsintema di Braies Monguelfo (PGD₁); 2b) subsintema della Croda Rossa (PGD₂); substrato roccioso in grigio. Ampiamente modificato da PELLEGRINI, 2007. (VEDI ANCHE TAVOLA 3.1)

Sono state individuate due unità aventi rango di sintema e tre unità con il rango inferiore di subsintema.

Il Sintema della Pusteria (PGD) comprende i depositi collegati alle fasi di avanzata, di massimo e di ritiro dell'ultimo evento glaciale coincidente in larga misura con il Würm Superiore (da 30 a 11.5 ka cal BP). Include il *Last Glacial Maximum* Locale (acronimo ALGM) inteso come ultimo massimo glaciale locale e le successive fasi di deglaciazione (Tardoglaciale).

All'interno del sintema della Pusteria sono stati identificati il subsintema di Braies-Monguelfo (PGD₁) e il subsintema della Croda Rossa (PGD₂); essi racchiudono tutti quei depositi glacigenici riferibili a due evidenti episodi di marcata ripresa del glacialismo, che hanno interrotto momentaneamente il processo di ritiro delle masse glaciali, durante il Tardoglaciale, rendendo particolarmente interessante l'ultima transizione glaciale - interglaciale.

Al Sintema Postglaciale Alpino (PTG) sono invece riferiti i corpi sedimentati dopo la fine dell'ultima glaciazione locale. Entro il PTG è stato cartografato il Subsintema dell'Amola (PTG₁), che comprende tutti i depositi glaciali e altri ad essi strettamente connessi, riferibili alla Piccola Età Glaciale (P.E.G.), localizzati nelle zone altimetricamente più elevate dell'area rilevata.

Nell'area di Monguelfo, ove sorge il vecchio castello, affiora una potente successione di conglomerati PRE-LGM, che non è descritta in questo lavoro, che si focalizza sull'intervallo temporale più recente. E' comunque presente nelle carte geologiche allegate, sotto il nome di Unità dei Conglomerati di Monguelfo (Tav 3.1 e 3.2).

Lo schema proposto è in discontinuità ed è migliorativo rispetto a quanto recentemente pubblicato nelle aree limitrofe (Fogli CARG 003 Vetta d'Italia), in cui tutti i depositi riconducibili alle oscillazioni positive

Tardoglaciali (PGD1 e PGD2) non sono stati distinti, bensì raggruppati all'interno del Subsistema di Casere (SGD7).

3.2.2 - il sistema della Pusteria (PGD)

Nell'area rilevata, il sistema della Pusteria è composto prevalentemente da depositi affioranti nel bacino dell'Alta Val Pusteria/Pustertal (Fogli 1:50.000 Anterselva, Dobbiaco e Cavallino) che vanno dall'acme dell'ultima glaciazione (ALGM) al primo importante episodio di ripresa del glacialismo tardoglaciale escluso, i cui sedimenti sono distinti nel subsistema di Casies (PGD1). Include anche corpi glacialigenici di difficile attribuzione e quindi non inquadrabili con precisione all'interno della subunità PGD1 o PGD2.

Dalla distribuzione dei depositi e delle forme di esarazione glaciale è stato possibile tracciare la *trim line* del pleniglaciale: durante l'ALGM l'intera Pusteria era ricoperta da potenti spessori di ghiaccio (fino a 1400 metri al centro delle vallate principali) che lasciavano emergere esclusivamente le creste e le dorsali divisorie poste a quote superiori ai 2450 s.l.m. metri. Tutte le ricostruzioni paleogeografiche edite (Klebersberg, 1935; Castiglioni *et alii*, 1940; Van Husen, 1987) mostrano le colate glaciali della Valle di Anterselva e della Valle Casies confluire in Pusteria ove venivano deviate rispettivamente verso sud e sud est dall'enorme lingua della Valle Aurina. Quest'ultima, a sua volta deviata verso sud dalla potente colata dell'Isarco, occupava la conca di Brunico penetrando in Val Badia, verso sud, almeno fino a Corvara. Buona parte delle masse glaciali della Valle Pusteria alimentavano il ghiacciaio della Drava a E, una porzione minore trasfluiva nel bacino del Piave attraverso Passo Monte Croce Comelico e Cimabanche, a SE, mentre solo una porzione ridotta si univa alla colata della Val Badia attraverso passo Furcia e da qui, attraverso passo Elmo, rientrava nel bacino del Garda-Adige. Il ritrovamento di erratici tonalitici delle Vedrette di Ries a Prato Piazza, a Corvara, e nell'alto Comelico, e l'orientazione dei numerosi *drumlin* osservati, confermano questa ipotesi. Durante la deglaciazione dapprima si disattivarono le trasfluenze con il bacino del F. Piave mentre, solo in seguito alla scomparsa delle colate glaciali vallive si registrò la definitiva separazione del bacino del F. Rienza da quello del F. Drava.

Nonostante il PGD corrisponda sostanzialmente ai sistemi del Garda (SGD) e del Piave (PVI), già utilizzati in aree limitrofe (Foglio Vetta d'Italia, Foglio Cortina D'Ampezzo), il sistema della Pusteria è stato qui introdotto poiché durante l'ALGM e le prime fasi di riduzione dell'ammasso glaciale, questa zona rappresentò una zona di confluenza, mixing e transito e non esistevano confini precisi fra i bacini glaciali drenanti principali del F. Piave, dell'Adige-Garda e della Drava.

Il sistema PGD include le prime fasi della deglaciazione del Tardoglaciale inferiore che trova chiara espressione sedimentologica e morfologica nei diffusi depositi di contatto glaciale distribuiti nelle valli laterali, in alcune conoidi sospese (Tesido- in Val Casies; Val di San Silvestro-Dobbiaco, fig.3.2.3 e 3.2.4), nelle potenti successioni fluvio-glaciali a ghiaie e sabbie che affiorano con spessori ingenti sul versante destro della Val Pusteria fino 150 metri più in alto rispetto al fondovalle attuale nel tratto compreso fra Monguelfo e Valdaora (fig.3.2.5) e sul fianco destro della Valle di Anterselva. Queste ultime sono i relitti di grandi *sandur* che dalle lingue in rapido collasso dei ghiacciai di Braies, Casies e Anterselva progradavano verso il bacino di Valdaora, in rapido svuotamento. Bacino che al tempo rappresentò un'area di sovralluvionamento e che forse ospitò un lago, come testimonierebbero alcuni sparuti ritrovamenti di facies a sabbia e limo ben laminati alla base della successione fluvio-glaciale. La sua genesi sarebbe da imputare prevalentemente all'azione di sbarramento esercitata dal ghiacciaio della Valle Aurina che stazionò più a lungo nella conca di Brunico, posta poco più a ovest dell'area rilevata, bloccando/rallentando il deflusso verso l'Isarco del paleo-Rienza.

Litologia e facies

Till (ablazione -allogamento-indifferenziato)

Diamicton, a supporto di matrice e raramente di clasti, da poco addensati ad addensati; matrice limoso-sabbiosa bruna, con clasti eterometrici, anche superiori al metro di diametro, da sub-arrotondati a arrotondati, a volte striati. La frazione clastica è polimitica e riflette generalmente la successione stratigrafica dei bacini di alimentazione nel tratto iniziale e mediano delle valli mentre, avvicinandoci alla Val Pusteria, ove il processo di *mixing* si accentuava, gli affioramenti distribuiti sulle dorsali arrotondate (ad es. M. Nalle, Cima Specola, Alpe di Montassilone, M. Riva, M. Rasun di Sotto, M. Novale, M. Ruota, M. Colles), mostrano una più marcata variabilità petrografica con frequenti clasti alloctoni. Uno dei casi più evidenti, sono gli erratici di tonalite individuati a Prato Piazza e sul M. Riva. Tali erratici testimoniano come durante l'ALGM il ghiacciaio della Pusteria s'insinuasse nelle valli di Braies e di Landro attraverso l'ampia sella di Prato Piazza. Questi depositi presentano alla superficie un suolo con profilo di alterazione intorno al mezzo metro, di colore giallo-rossastro. I *till* drappeggiano in modo discontinuo e con spessori ridotti (1-5 metri) i settori mediani dei versanti che fiancheggiano le valli principali (quote comprese fra i 1400 e i 2000 metri circa). Raggiungono spessori maggiori (anche > 30 metri) nelle piccole valli laterali, poiché non furono interessate dalla ripresa del glacialismo Tardoglaciale. Non hanno mantenuto, se non in rarissimi casi, la loro espressione morfologica originale (morena) poiché soggetti a pervasivo dilavamento.

Depositi di Contatto Gliciale: Deposito di Origine Mista - Depositi fluvioglaciali

Queste tre litofacies vengono descritte unitariamente, anche se distinte in carta e se molto differenti fra loro dal punto di vista sedimentologico, poiché hanno lo stesso significato paleogeografico. Esse sono cioè accomunate dall'essersi sedimentate in condizioni di contatto glaciale in senso stretto (contatto diretto), durante le prime fasi di deglaciazione, seguite all'acme dell'ALGM, e/o di avere una geometria "sospesa", controllata dalla superficie del ghiacciaio che ne costituiva il livello di base. Questi depositi sono concentrati nelle zone terminali delle valli principali o costituiscono potenti riempimenti sospesi all'interno delle valli laterali fino alla loro confluenza nella valle principale. Le piramidi di terra della zona di Plata (fig.3.2.2), sono scolpite su depositi di questo tipo. La distribuzione di questi depositi e le geometrie delle superfici pseudo terrazzate che li caratterizzano (terrazzi di *kame*, lembi di coni relitti pensili), raccontano che durante questa prima fase di deglaciazione avvenuta nel Tardoglaciale inferiore (19-15 ky cal BP), si assistette ad una costante e notevole riduzione di spessore delle masse glaciali, interrotta solo da alcune brevi fasi di stazionamento. Il tetto delle colate vallive principali (Anterselva, Casies etc.) passò da 2500-2400 m s.l.m. dei *till* indifferenziati più alti, ai 1350-1400 m s.l.m. dei depositi di contatto glaciale più bassi. Con la riduzione del volume della colata glaciale gli spartiacque locali iniziarono ad influire nella dinamica glaciale: da una situazione di calotta con flusso generale verso sud/sud si passò a una serie di ghiacciai dendritici con vettori di spostamento diretti verso il bacino dell'Alta Pusteria prima zona di *mixing* e *bypass*, che arrivò per lunghi tratti a svuotarsi del tutto. La massa glaciale si smembrò in più parti, le colate di Anterselva e Casies, ad esempio si separarono e ritirarono di diversi chilometri, così come il ghiacciaio della Valle Aurina da quello dell'Alta Pusteria, e da quest'ultimo quello di Braies e di Landro. Quest'ultimo rimase sottoalimentato in condizioni di ghiaccio morto. Nella parte terminale di questa fase si completa l'attivazione degli spartiacque glaciali locali e ogni lingua assume una dinamica controllata dall'orografia locale. Per esempio, durante questa fase, il ghiacciaio di Braies mostra una rotazione completa passando da Nord-Sud a Sud-Nord. Ovviamente questa è una dinamica che avvenne in modo diacrono, e che diede manifestazioni distinte a seconda delle caratteristiche orografiche locali. Le valli laterali più immature, ubicate a quote più basse e prive di aree di circo (versante destro del tratto terminale della valle di

Anterselva, Malga Lana), furono le prime ad essere abbandonate dai ghiacci. Gli abbondanti *till*, che ne drappeggiavano i ripidi versanti, furono facilmente coinvolti intensi processi di denudamento a carattere massivo (*debris flow*, *mud flow*, colamenti); si formarono così dei con i "paraglaciali" poggiati sulla lingua glaciale che occupava il fondovalle principale. In Valle di San Silvestro ben si osservano questi riempimenti (cartografati come depositi di origine mista). Dal punto di vista sedimentologico, questo primo tipo di deposito di contatto glaciale mostra le tipiche associazioni di facies paraglaciali (Benn & Evans, 1998): *diamicton* moderatamente addensati a supporto di matrice sabbiosa bruna con clasti e blocchi polimittici arrotondati grossolanamente clinostratificati (*paraglacial till*), con subordinati orizzonti a ghiaie e ciottoli moderatamente classati e rari livelli di sabbie fini limose, limi sabbiosi o argillosi, talora laminati. I diversi "strati" hanno spessore dal centimetrino al metrico, immergono inclinati di 15-25 gradi verso la valle principale, ma non sono mai raccordabili con il fondovalle attuale. Questa tipologia di deposito di contatto glaciale mostra spessori variabili da 1 a qualche decina di metri. Nelle valli trasversali più mature, ubicate a quote più alte e dotate di aree di circo ben sviluppate (ad es. valle di Vila e valle del Rio del Maso), la deglaciazione comportò l'instaurarsi di sistemi deposizionali di contatto glaciale differenti da quelli sopra descritti. Con la riduzione complessiva dello spessore dei ghiacci, infatti, le colate delle valli secondarie si separarono da quelle principali, ridussero decisamente le loro dimensioni, ma senza estinguersi. Nella zona libera dai ghiacci interposta fra esse e la colata valliva si formarono spessi riempimenti a superficie sommitale debolmente inclinata verso valle. Dal punto di vista sedimentologico mostrano una complessa associazione di facies composta da irregolari alternanze di: *diamicton* moderatamente addensati a supporto di clasti a matrice bruna con blocchi da subangolosi a arrotondati, spesso allineati (*till* di colata, *debris flow*); strati raramente cementati di ghiaie e ciottoli ben classati arrotondati-subarrotondati, a volte embriciati (fluvioglaciale); livelli di sabbie fini limose, limi sabbiosi o argillosi, talora laminati (glaciacustre). In tutta la serie i clasti sono polimittici con una prevalenza di elementi locali. La geometria degli strati è lenticolare con limiti per troncatura erosiva; a volte si osservano forme canalizzate. Lo spessore anche in questo caso varia da 1 a qualche decina di metri. I depositi di contatto glaciale ubicati a quote più basse sono generalmente troncati e/o parzialmente sepolti dai depositi glacigenici relativi al primo episodio di ripresa del glacialismo Tardoglaciale (PGD1) (cave di ghiaia di Monguelfo).

Il limite inferiore è erosivo sul substrato roccioso; il limite superiore è coincidente con la superficie topografica o inconforme con PGD1, PGD2 e PTG. L'età è compresa fra l'ALGM e la prima evidente ripresa del glacialismo in Alta Pusteria durante il Tardoglaciale (Pleistocene sup. *p.p.*) datata, con metodi indiretti integrati, a circa 17-15 ky cal BP (vedi cap. 3.1.3).



Fig. 3.2.2: le piramidi di terra di Plata; scavate entro i depositi paraglaciali (till di ablazione rimaneggiato da processi massivi), qui cartografati come depositi di contatto glaciale, poi incisi in queste magnifiche ed enigmatiche forme con il ritiro definitivo del ghiacciaio dell'Alta Pusteria. Dall'alto: visione d'insieme; relitto di suolo policromo in cima a una piramide; la struttura della successione paraglaciale a corpi stratiformi isorientati verso la valle principale (immersione S-SW). Il suolo appare ben sviluppato e concorre a sostenere l'ipotesi per cui lo svuotamento più importante dai ghiacci dell'Alta Val Pusteria vada spostata indietro nel tempo al Tardoglaciale inferiore rispetto alle ipotesi evolutive precedenti (Castiglioni, 1964; Penck e Brückner, 1909), che lo facevano ricadere nel Tardoglaciale Medio.



Fig. 3.2.3: conoide sospeso di Tesido (bassa Val Casies); in alto a sx: apice del conoide, ingente spessore di paraglacial till (till rimaneggiato da processi massivi), a livelli isorientati inclinati verso sud; in alto a dx: parte distale del conoide nei pressi dell'orlo di terrazzo (in viola) in cui i corpi paraglaciali riducono l'angolo di immersione e sono troncati da successivi processi di dilavamento (facies più chiara); in basso a sx: facies lacustri argillose che si interdigitano ai depositi di origine mista nella parte distale del conoide.

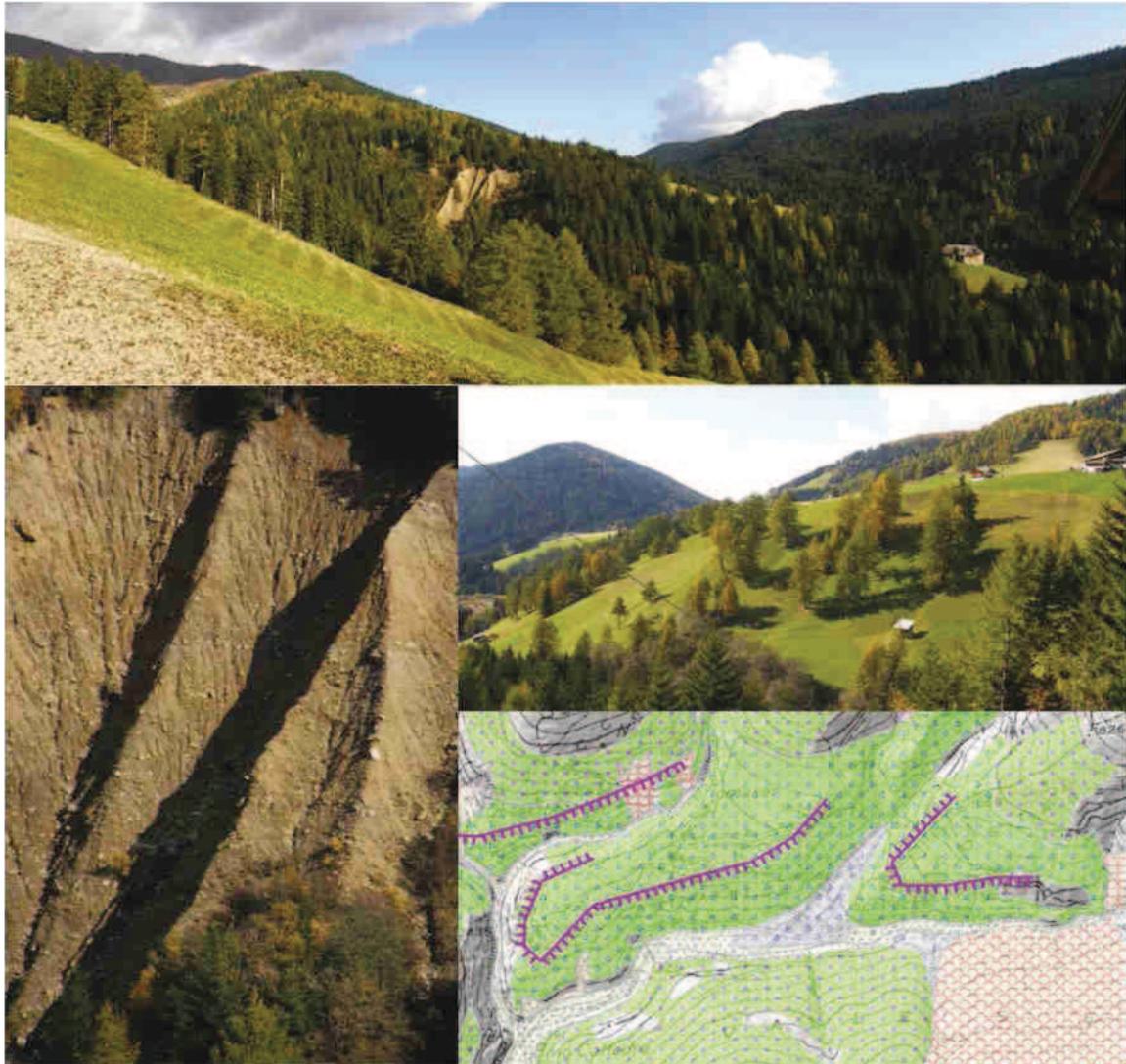


Fig. 3.2.4: terrazzi di kame e successioni paraglaciali della Valle di San Silvestro

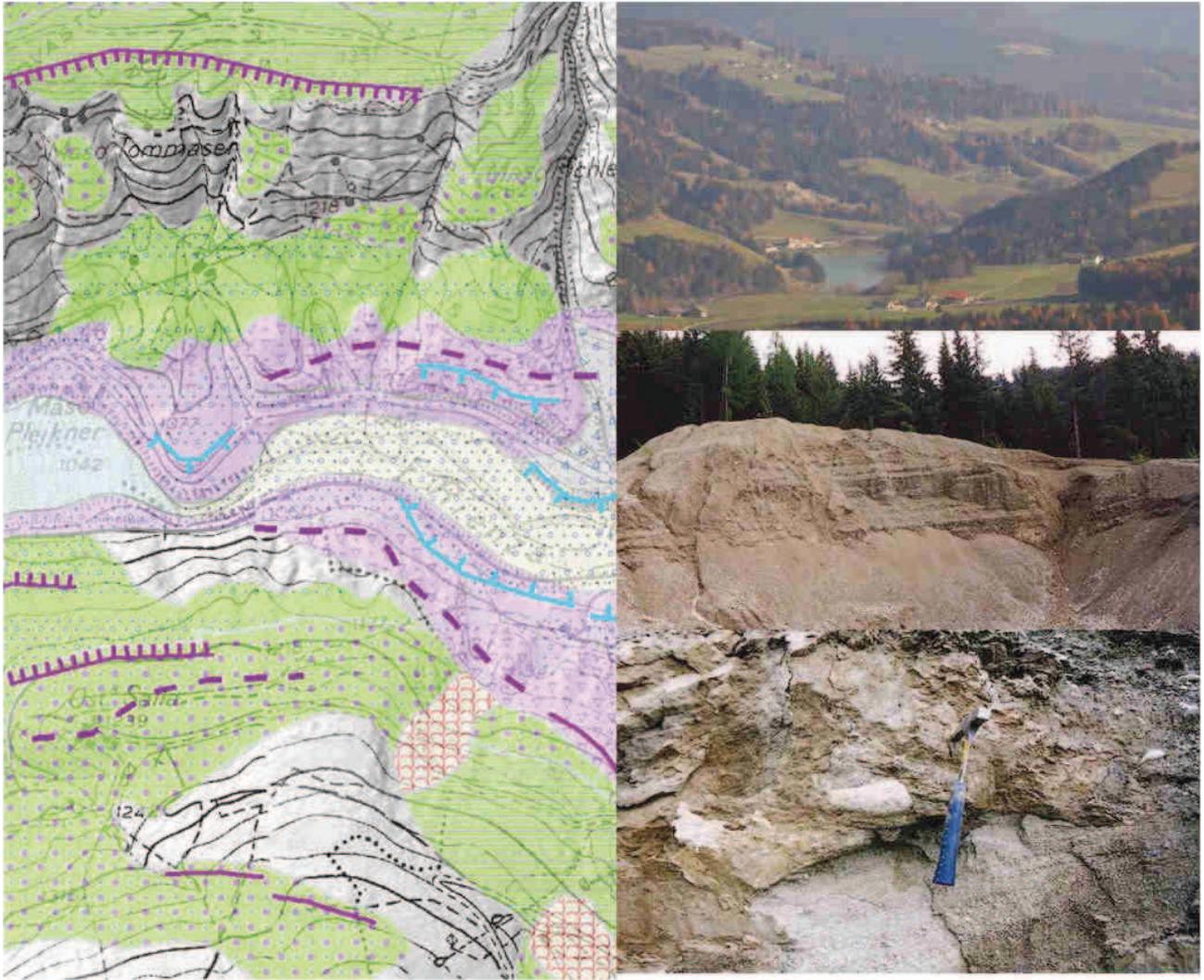


fig. 3.2.5: depositi fluvioglaciali alti - tratto Monguelfo-Valdaora; in alto dx, vista da ovest dell'area di affioramento, poco sopra il lago artificiale si nota lo sbancamento di cava studiato; al centro, ghiaie e sabbie con ciottoli ben classate e a tratti embriicate, con interstrati limoso argillosi, di ambiente alluvionale anastomizzato, di bassa media energia; in basso: evidenti fenomeni di squeezing e iniezioni di till dovuti ai processi di glacioppressione indotti dalla avanzata sopra queste ghiaie del ghiacciaio di Casies+Braies durante il Tardoglaciale (unità PGD1 - in viola).

3.2.3 - subsistema di Braies Monguelfo (PGD1)

In quest'unità a limiti inconformi vengono raggruppati i depositi e le forme correlabili alla prima importante ripresa del glacialismo Tardoglaciale riconoscibile nell'area e alle sue fasi di ritiro. Questo episodio è ben riconoscibile nel territorio studiato poiché ha lasciato numerose evidenze morfologiche (argini morenici, terrazzi di *kame* o di contatto glaciale in genere) e sedimentologiche (*till* di ablazione, depositi fluvioglaciali), che permettono di ricostruire con buon dettaglio l'estensione che raggiunsero i ghiacciai e i loro rapporti reciproci. Le colate che occupavano le valli principali, ormai sottoalimentate e/o in condizioni di ghiaccio morto, registrarono una netta avanzata e riacquistarono posizioni abbandonate durante l'imponente deglaciazione del Tardoglaciale inferiore. La fronte del ghiacciaio di Anterselva, ad esempio, arrivò quasi a confluire in Pusteria nella piana di Valdaora . La colata della Val Casies e di Braies avanzarono nuovamente nel fondovalle della Pusteria, che avevano in precedenza abbandonato, fondendosi a

Monguelfo, formando un piccolo anfiteatro a Novale (fig.3.2.7), affacciandosi infine verso ovest sulla Piana di Valdaora, occupata all'epoca da un lago in rapido riempimento. Le fronti di entrambe le suddette lingue in avanzata verso Valdaora furono probabilmente coinvolte in fenomeni di *calving*: non si rinvennero infatti veri e propri argini morenici frontali, ma morene laterali convergenti.

Nell'avanzare in Pusteria, le lingue di Braies e Casies che si univano a Monguelfo erosero e si sovrainposero alle ghiaie che avevano colmato il fondovalle libero dai ghiacci, provocando evidenti troncature e segni di *squeezing e glaciottettonica* nelle successioni fluvioglaciali PGD (fig.3.2.7). Il ghiacciaio di Landro raggiunse nuovamente la piana di Dobbiaco. Nelle valli laterali secondarie si assistette all'avanzata delle lingue locali che in taluni casi arrivarono a collegarsi nuovamente a quelle principali, in altri si riaffacciarono sul fondovalle in condizioni di pensilità. In questi ultimi casi, nell'area interposta fra la fronte del ghiacciaio locale e il ghiacciaio vallivo, gli apparati fluvioglaciali locali sedimentarono potenti riempimenti, attualmente sospesi rispetto al fondovalle (depositi di contatto glaciale). Con la fine di questo episodio si registrò lo svuotamento completo e definitivo delle valli principali e la riduzione delle lingue laterali a piccoli ghiacciai di circo, con estensioni paragonabili a quelle attuali. Ma nell'intervallo temporale espresso dall'unità PGD1 è evidente che questa recessione non avvenne in modo graduale. L'individuazione di argini morenici posti in posizioni più arretrate nei principali bacini (Anterselva, Casies, Braies) e la strutturazione dei riempimenti fluvioglaciali posteriori a questo evento nel bacino collettore dell'Alta Pusteria (da Perca a ovest a San Candido a est), che mostrano almeno due fasi di aggradazione e successiva incisione, indicano che il processo di ritiro venne interrotto da almeno una o due pulsazioni positive delle colate glaciali. È da notare che la strutturazione dei sistemi fluviali/fluvioglaciali non mostra sempre le stesse modalità evolutive: in alcune zone (Anterselva medio alto tratto, Landro, Rasun), s'impostarono estese conoidi o si verificarono imponenti franamenti (*rock avalanche* di Braies, vedi cap. 4) che alterarono localmente la dinamica fluvioglaciale. In alcuni casi con il ritiro della lingua principale, le colate laterali, non più sostenute al piede, precipitarono nel fondovalle formando piccoli anfiteatri (ad es. Val del Rio Moline).

Litologia e facies

Till di ablazione

Bisogna fare un distinguo fra depositi di ablazione glaciale messi in posto dalle lingue persistenti nelle valli di circo laterali, rispetto a quelli sedimentati dalle colate che occupavano i fondovalle principali.

Nel primo caso si tratta di *diamicton*, a supporto di matrice e/o di clasti, poco addensati, a matrice sabbiosa debolmente limosa, con clasti di derivazione locale, eterometrici subangolosi - subarrotondati, a volte striati. Sono organizzati in due sistemi morenici riconoscibili, anche se vegetati e rimaneggiati. Presentano un profilo d'alterazione di pochi decimetri. Gli argini frontali sono ubicati a quote variabili da 1400 a 2000 m s.l.m., a seconda dell'estensione del bacino della sua orientazione e orografia. Raggiungono spessori anche superiori ai 50 metri. La morena più avanzata si appoggia e a volte tronca i depositi di contatto glaciale del PGD (val di Rio del Maso, val di Quaira, val del Rio Finale, Valle di Sotto) (fig.3.2.8). Nelle aree a circo ben sviluppato, la cerchia morenica più interna è obliterata dalla seconda e ultima importante avanzata glaciale Tardoglaciale (PGD2).

Nel secondo caso, i *till* di ablazione messi in posto dalla avanzata delle più importanti lingue vallive, in rapida riduzione durante la prima parte del Tardoglaciale, ma non ancora del tutto scomparse dai fondovalle, sono costituiti da *diamicton*, a supporto di matrice, moderatamente addensati, a matrice sabbioso-limosa, con clasti polimitici, eterometrici subarrotondati, a volte striati. Presentano un profilo d'alterazione di pochi decimetri. In diverse sezioni In Val Pusteria si può osservare come i *till* di ablazione

PGD1, si sovrappongono o si giustappungano lateralmente con contatto erosivo ai depositi di contatto glaciale PGD più bassi. È questo il caso dell'anfiteatro di Monguelfo-Novale e dei due piccoli apparti morenici frontali di Casola e Novalino (Val di Furcia e Val del Rio Brusà vicino a Valdaora) in cui il *till* è arricchito da parecchi elementi ghiaiosi ben arrotondati e non striati dovuti all'azione di spinta e rimaneggiamento esercitata dal ghiacciaio PGD1 sulle alluvioni PGD su cui avanza (fig.3.2.7 e 3.2.9). Nella valli di Anterselva e di Casies formano, insieme ai coetanei depositi di contatto glaciale, una fascia che ricopre in modo continuo la base dei versanti per i primi 100-200 metri. Nelle valli di Anterselva (vedi profilo longitudinale in fig. 3.2.6), si riconoscono le tracce di grandi morene frontali fortemente rielaborate, testimoni di come la deglaciazione sia stata interrotta in due occasioni da brevi pulsazioni positive. Si tratta di corpi geologici importanti (50-80 m di spessore stimato) che deviano nettamente verso il centro della valle. La prima morena, la più antica, si trova in buona parte sepolta dai coni di Rasun, ma è ancora riconoscibile (18 km dalla sorgente, 1040 m s.l.m di quota); la seconda è a Maso Selva (14 km, 1150 m s.l.m); la terza si rinviene presso la località Burgegger (a 10 km dalla sorgente e a 1300 m s.l.m) (fig. 3.2.10). In Valle di Braies si riconoscono tre chiusure: la prima coincidente con l'anfiteatro di Monguelfo (18,5 km dalla testata, 1175 m s.l.m); la seconda è ben visibile proprio allo sbocco della valle in Pusteria (13,5 km, 1225 m s.l.m) (fig. 3.2.10), la terza è a Ferrara di Braies (10 km, 1300 m s.l.m). In Val Casies si riconosce la stessa successione di morene: la prima coincidente con l'anfiteatro di Monguelfo (20,5 km dalla testata, 1175 m s.l.m); la seconda a Masi (15 km, 1250 m s.l.m); la terza a Capaia (11 km, 1300 m s.l.m). Le alluvioni postglaciali ne seppelliscono la base mentre depositi di versante ne interrompono la continuità laterale e/o ne drappeggiano il top.

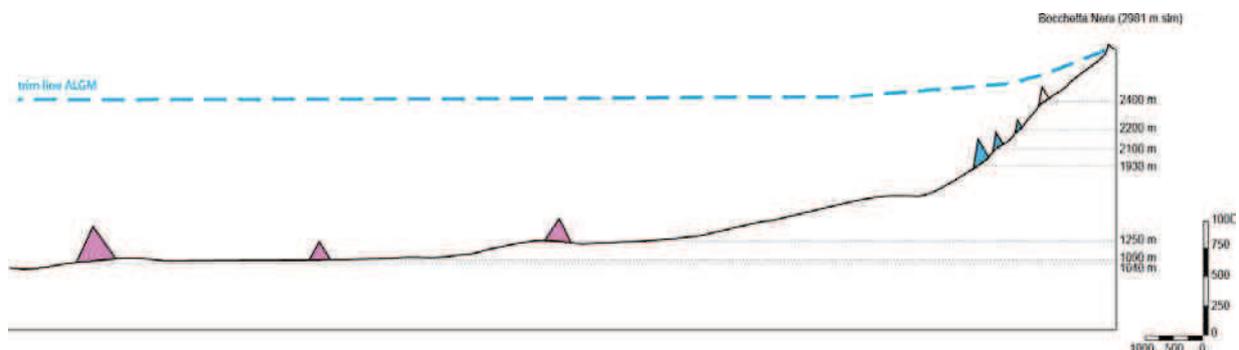


Fig. 3.2.6: Profilo longitudinale della valle di Anterselva con le varie quote delle morene; in viola, le più importanti chiusure sul fondovalle del PGD1 (esagerazione del rilievo verticale 2x)

Depositi di contatto glaciale di origine mista

Così come per i depositi di contatto glaciale PGD, anche in questo caso descriviamo brevemente associazioni di facies, anche molto distinte fra loro, ma accomunate da essere sospese rispetto al fondovalle attuale. Il più delle volte si mostrano come lembi di ripide conoidi di origine mista sospese e terrazzate che si interdigitano, sovrappongono e/o appoggiano ai *till* di ablazione, laddove le valli laterali meno sviluppate intersecano quella principale (ad es. porzione medio bassa delle valli di Anterselva e di Casies). In quest'ultimo caso, i depositi di contatto glaciale sono costituiti da un'alternanza di *diamicton* a supporto di clasti e/o di matrice a clasti eterometrici sub angolosi, grossolanamente clinostratificati con subordinati livelli di ghiaie sabbiose a tessitura clasto sostenuta. In altri casi si presentano come lembi di *sandur* che s'impostarono nella zona interposta fra le colate secondarie locali e quella principale (Val di Vila, Val di Quaira, Val del Rio del Maso, Val di Riva) o come depositi terrazzati (terrazzi di *kame*). In questi casi

l'azione fluvioglaciale prevale su quella massiva e si osservano associazioni di facies composte da ghiaie e ciottoli sub arrotondati-arrotondati moderatamente classati, a volte embriciati, con livelli a blocchi allineati, organizzate in strati lenticolari con forme canalizzate, alternati a livelli di sabbie fini limose, limi sabbiosi o argillosi, talora laminati.

Depositi alluvionali/fluvioglaciali e di conoide alluvionale

Costituiscono gran parte del riempimento dei corpi di riempimento del fondovalle dell'Alta Pusteria. Sono composti da livelli sabbiosi e ghiaiosi con evidenti strutture da migrazioni di barre messe in posto dal paleo Rienza e suoi affluenti in un ambiente di *sandur* con canali divaganti (fig.3.2.11). Mostrano almeno due ordini di terrazzo (due fasi di aggradazione e successiva incisione), testimoniando come il processo di ritiro glaciale che regola le dinamiche sedimentarie del bacino, venne interrotto da almeno due pulsazioni positive. Le facies di alta energia continuano a mancare se non nelle successioni di conoide. Probabilmente, anche in questa fase, l'azione di sbarramento dei corpi sedimentari e gaciali della Valle Aurina a Dobbiaco sommata alla geometria planare e depressa dell'Alta Val Pusteria, influì, come per le ghiaie del PGD, sulle dinamiche dei flussi.

Limiti e età. Il limite inferiore è inconforme sul substrato roccioso o su PGD; il limite superiore è coincidente con la superficie topografica o inconforme con PTG o PGD2. Lo spessore è variabile da pochi metri a più di 100. La messa in posto di quest'unità secondo questo studio (vedi capitolo 3.1.3) dovrebbe ricadere nell'intervallo compreso fra 17 ky e l'inizio del Tardoglaciale Medio (climatozona di Bolling Allerod), datato in tutto il settore Alpino a circa 14,5 ky cal BP.

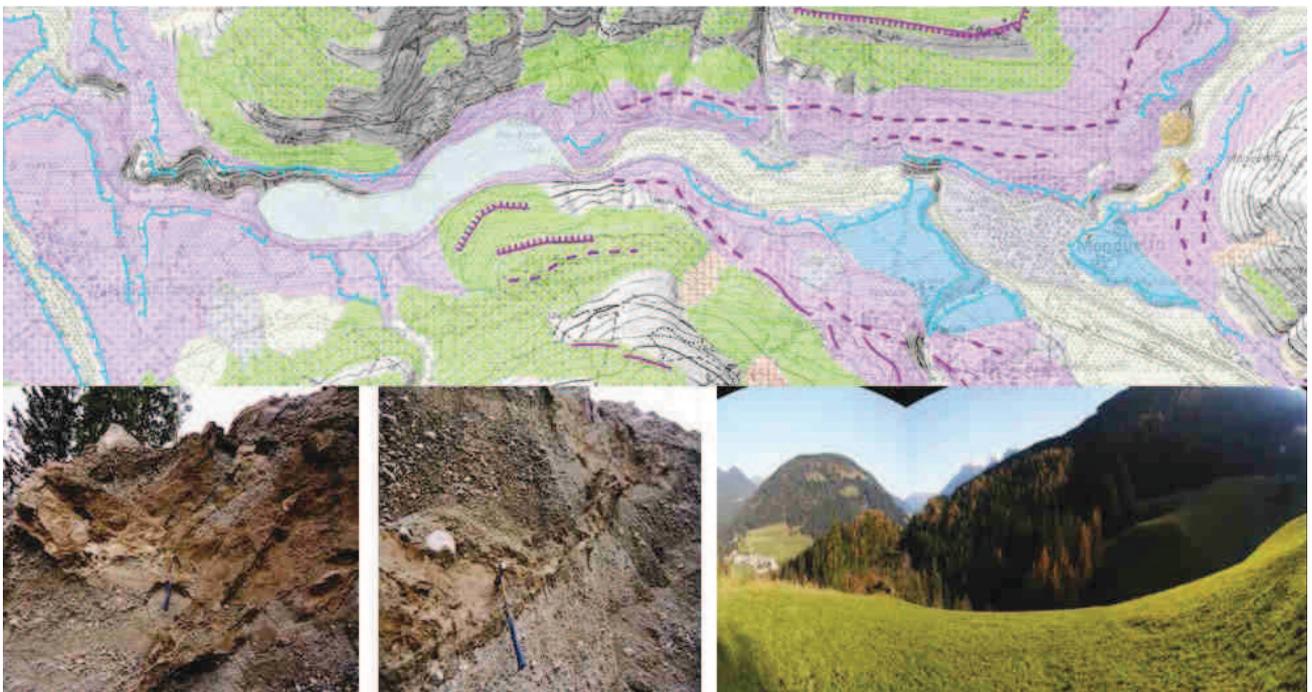


Fig. 3.2.7: morene di Novale (Monguelfo) e evidenze di glaciopressione: a destra, vista laterale della morena frontale di Novale (collinetta inboschita al centro-sinistra della foto), con depositi di contatto glaciale associati (forma terrazzata

sulla destra); a sx: dettagli che evidenziano i fenomeni di glacioppressione esercitati dalla lingua PGD1 sulle successioni fluvio-glaciali del PGD.



Fig. 3.2.8: circo glaciale della Rocca visto dall'alto; in carta si osserva chiaramente che i depositi PGD1 (viola) troncano i depositi glaciali del PGD (verde)

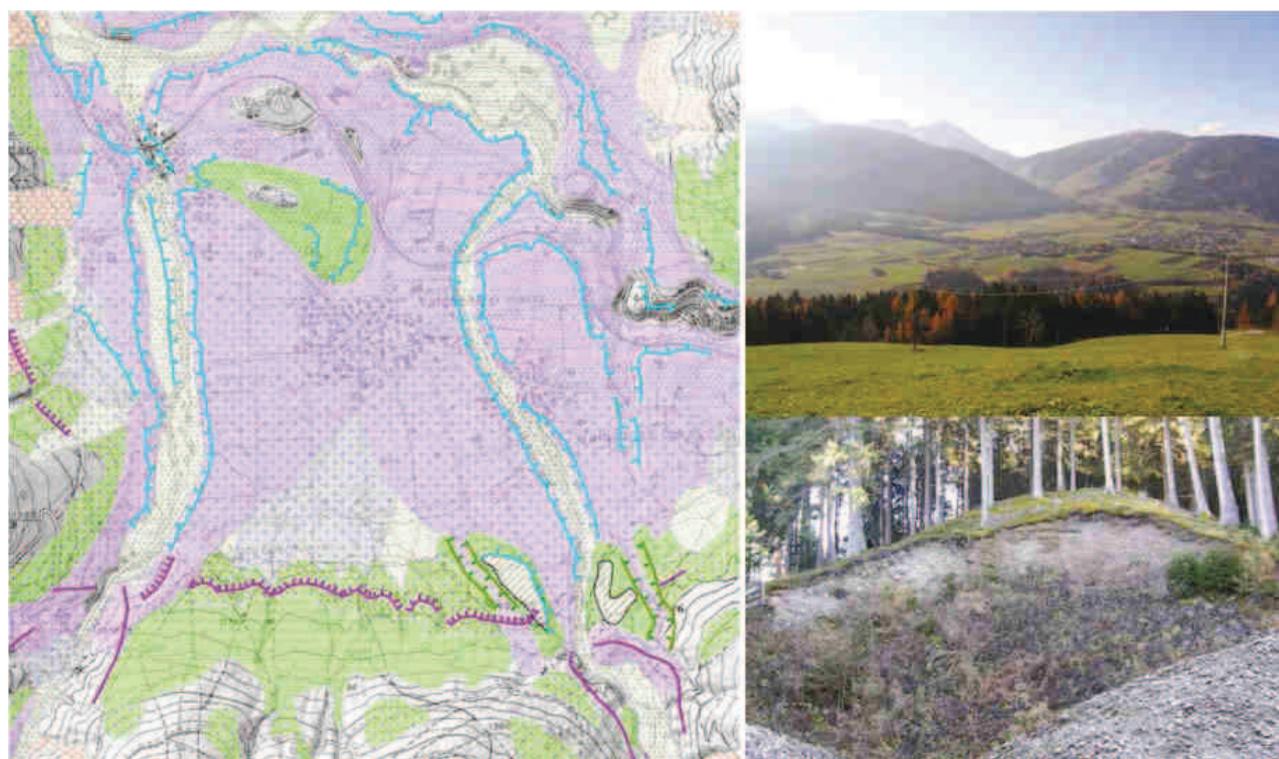


Fig. 3.2.9: piana di Valdaora con piccoli anfiteatri PGD1; sopra, vista della piana di Valdaora e delle due grandi conoidi, nate come sandur dei due piccoli ghiacciai che si affacciavano sulla conca da sud; sotto, dettaglio della morena frontale PGD1 della Valle di Furcia che coinvolge e rielabora le ghiaie PGD



Fig. 3.2.10: morena latero-frontale di Anterselva di Mezzo vista da sud-ovest

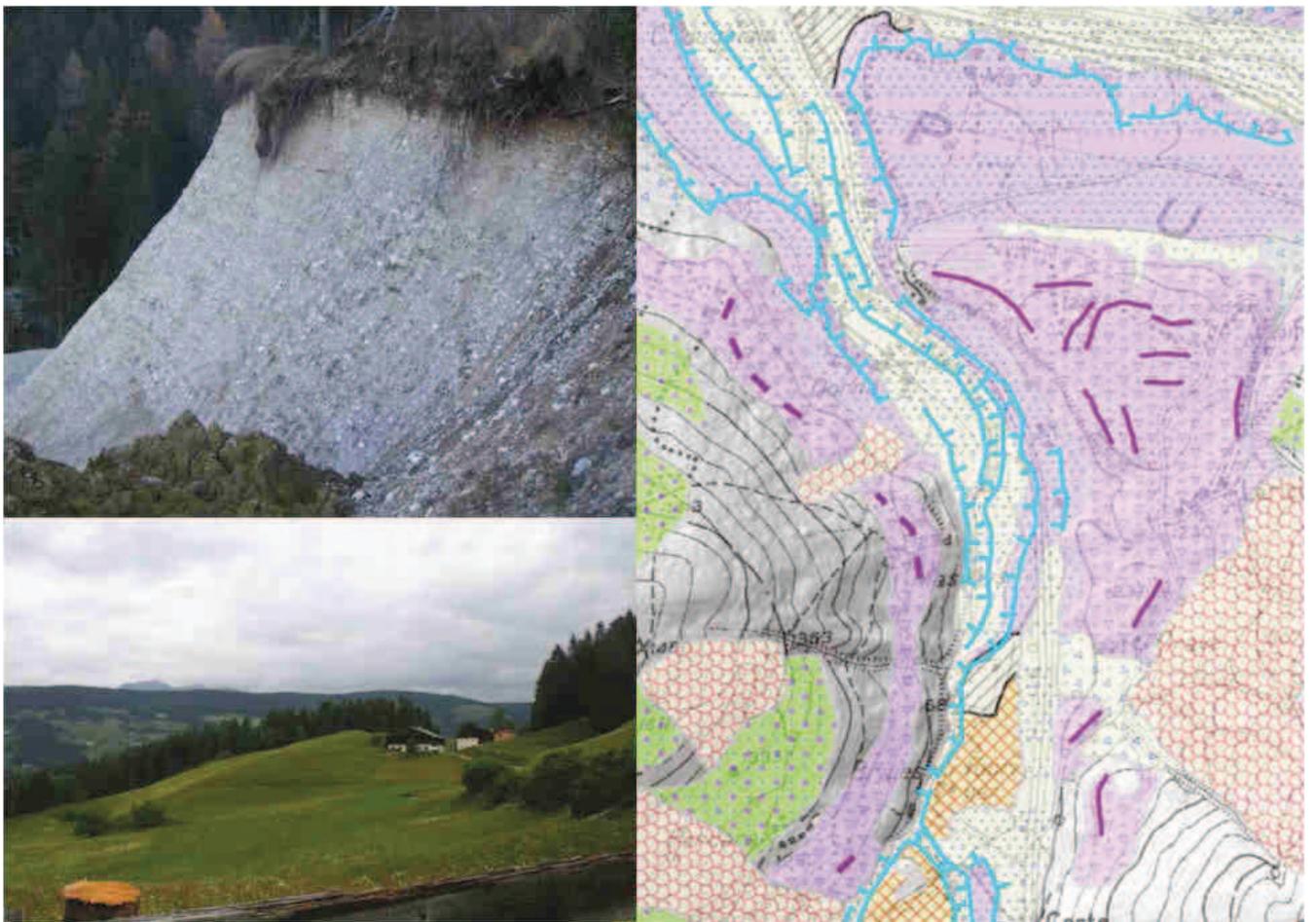


Fig. 3.2.11: anfiteatro morenico di Braies; sotto, morena latero terminale vista da nord; sopra, cava di ghiaia scavata sul sandur/conoide associato all'anfiteatro.



Fig. 3.2.11: piana fluvio-glaciale PGD1; a sx e a dx, la piana terrazzata di Monguelfo vista rispettivamente da ovest e da nord; al centro, sezione dei terrazzi costituiti da depositi alluvionali di ambiente braided.

3.2.4. - subsistema della croda rossa (PGD2)

Il subsistema della Croda Rossa raggruppa tutti i depositi glacigenici e i *rock glacier* attribuibili alla seconda e ultima importante ripresa del glacialismo riconoscibile nell'area d'indagine, ascrivibile all'ultima transizione glaciale interglaciale. Questa fase comportò la crescita o la formazione *ex novo* di apparati glaciali, alla testata delle vallate e nelle aree di circo ubicate a quote più elevate. Quasi ogni circo glaciale mostra apparati morenici attribuibili a questo episodio. Dalla loro geometria e ubicazione si deduce che le colate ebbero uno sviluppo ridotto, indipendente l'una dalle altre e che raggiunsero raramente con il loro fronte quote inferiori ai 2000 metri s.l.m.. Solo in val di Riva le singole lingue si fusero a formare un ghiacciaio dendritico il cui fronte raggiunse i 1700 m s.l.m. (fig. 3.2.12), Val Fredda. In parecchi circhi l'espansione andò oltre le aree raggiunte dall'ultima pulsazione del precedente episodio di avanzata glaciale (PGD1), obliterandone le morfologie originali. Gli apparati morenici sono organizzati in due/tre cerchie a testimonianza di brevi riprese o stazionamenti avvenuti durante le fasi di ritiro. I prodotti dell'esaurimento incrementarono i processi di aggradazione dei fondovalle principali e di progradazione dei grandi conoidi laterali, ma non sono distinguibili da evidenti superfici di discontinuità dagli analoghi post-glaciali, che li seguono temporalmente e da quelli PGD1, che li precedono. Alla conclusione di questo episodio i ghiacciai occupavano posizioni analoghe a quelle attuali. Gli argini morenici meglio sviluppati possono raggiungere i 60 metri di spessore come in Alta Val di Riva e in Val Fredda e sulla Croda Rossa d'Ampezzo. Oltre al *till* di ablazione sono compresi nel subsistema della Croda Rossa anche i 103 *rock glacier* relitti.

Litologia e facies

Till di ablazione

Diamicton massivi, a supporto di matrice e/o di clasti, a matrice sabbiosa debolmente ghiaiosa di colore da grigio a giallastro, con elementi subangolosi di provenienza locale, anche di grandi dimensioni. A volte il deposito è parzialmente sepolto da falde detritiche, o sormontato dai depositi di *rock glacier*. Come ampiamente spiegato sopra, questi *till* sono sempre organizzati in archi morenici molto ben conservati anche se coperti da mughetti e o inerbiti.

Rock glacier

Diamicton massivi, a supporto di clasti, costituiti da blocchi di grandi dimensioni, angolosi o sub-angolosi di provenienza locale con matrice sabbiosa o sabbioso-limosa quasi assente nella parte sommitale. Costituiscono grandi forme a lingua o a lobo, con una fronte ripida, mentre in superficie gli effetti del rimodellamento rendono poco marcati i lobi di flusso. Sono classificati come relitti perché non mostrano morfologie nette e fresche e sono posizionati a quote troppo basse, incompatibili con la presenza di *permafrost*. Alcuni mostrano fronti superiori ai 30-40 metri. Molti di questi depositi sono stati cartografati in seguito all'analisi del DTM da immagini LIDAR, che hanno l'insostituibile pregio di eliminare la copertura vegetale.

Limiti e età

Limite inferiore inconforme sul substrato roccioso, su PGD e PGD1; limite superiore coincidente con la superficie topografica o inconforme con PTG e PTG1. Spessore 1-60 m. La messa in posto di quest'unità (vedi capitolo 3.1.3) dovrebbe ricadere nell'intervallo noto come Tardoglaciale Sup. (climatozona Dryas Recente) compreso fra 12,6 ka Cal BP e l'inizio dell'Olocene 11,5 Kcal BP. In questo lavoro abbiamo incluso in questa unità anche l'ultima pulsazione glaciale mappata (PEG a parte) probabilmente già riferibile al primo Olocene (PreBoreale), ma non separabile stratigraficamente, estendendone quindi la durata oltre il Pleistocene sup.

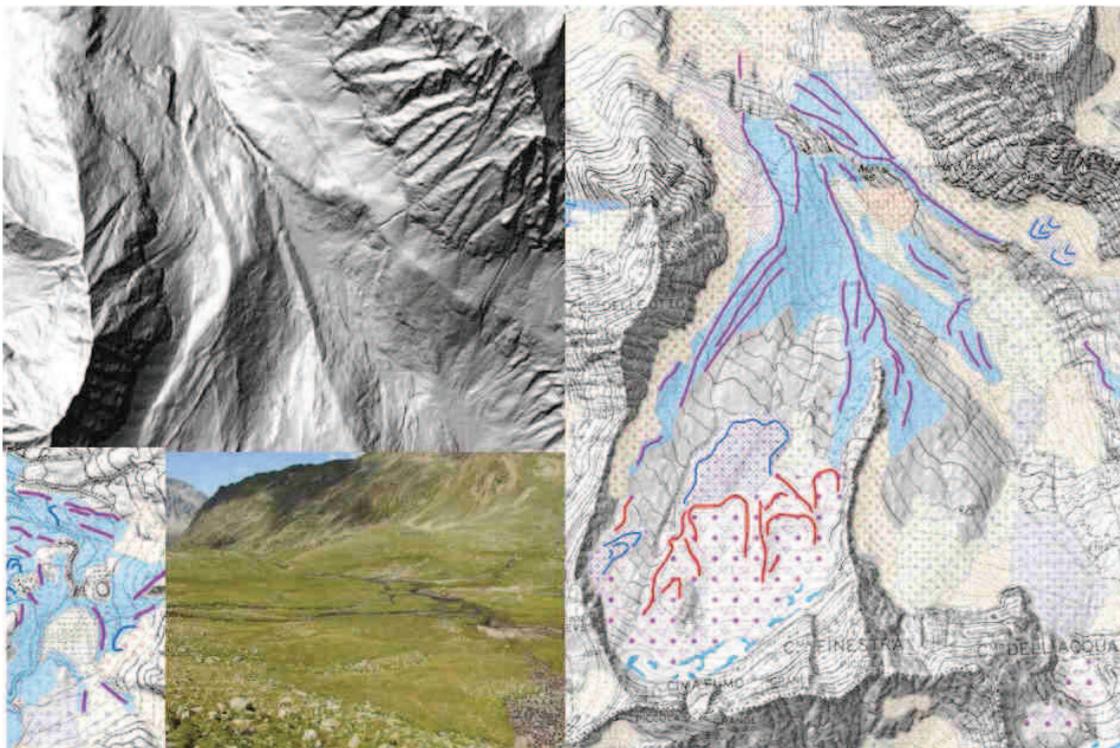


Fig. 3.2.12: apparati morenici del subsistema della Croda Rossa; in alto e a dx magnifici esemplari della Val di Fredda ; a sx in basso, morene PGD2 meno pronunciate che creano un piccolo bacino palustre a monte (Val di Stalle)

3.2.5 - sistema postglaciale alpino (PTG)

Il Sistema postglaciale alpino comprende i depositi sedimentati dopo l'estinzione locale dei processi glaciali e fluvioglaciali, quando cioè i ghiacciai si erano definitivamente ritirati su posizioni comparabili con quelle attuali. Si tratta di unità litostratigrafiche mai delimitate da discontinuità di estensione regionale che mostrano comunque una loro individualità ben definita. Nell'Unità Postglaciale è stata distinta un'unità di rango inferiore, il Subsistema dell'Amola (PTG1), che comprende tutti i depositi glaciali formati dalla Piccola Età Glaciale (P.E.G.) ad oggi. Il limite inferiore del sistema PTG è marcatamente diacronico, quasi sempre erosivo e inconforme sul substrato roccioso o sulle unità quaternarie più antiche (PGD, PGD1 e PGD2). Il top deposizionale è sempre coincidente con l'attuale superficie topografica. Il Sistema Postglaciale Alpino (PTG) coincide sostanzialmente con il Sistema del Po, utilizzato per i fogli di pianura, anche se è completamente privo di *constrain* lito e cronostratigrafici precisi e formalmente accettabili. All'interno di tale unità sono comprese molte litofacies, che vengono di seguito descritte in dettaglio. Quest'unità copre generalmente un intervallo temporale che va dalla parte terminale del Pleistocene Superiore p.p., a tutto l'Olocene. In zone poste all'interno della catena e alla luce dei più recenti studi che assegnano un'età Pre Boreale (stadio di Kromer) all'ultimo fronte morenico precedente a quelli della PEG, diversamente da quanto sostenuto anche recentemente da Ivy-Ochs et alii (2009), si ritiene più corretto inquadrare il Postglaciale nell'Olocene e quindi estendere la durata dell'unità PGD2 fin dentro l'Olocene basale.

3.2.6 - subsistema dell'Amola (PTG1) - PEG

Nel territorio rilevato, che ospita ancora una ventina di ghiacciai di circo e/o nevaio concentrati nell'area delle Vedrette di Ries, la PEG è ben riconoscibile nell'Alta Val di Riva e di Anterselva. Questo episodio corrisponde a un periodo di generale avanzamento dei ghiacciai collocabile all'incirca tra il XVI° secolo e la metà del XVIII° secolo. Il Subsistema dell'Amola comprende i *till* di ablazione formati dalla PEG ai nostri giorni: si tratta di *diamicton* a tessitura variabile da *matrix supported* a *clast supported* a matrice sabbioso-limosa, con blocchi sub angolosi di varie dimensioni, anche superiori al metro; la frazione clastica è ovviamente di origine locale. I depositi formano cordoni morenici ben conservati, con il versante interno più acclive di quello esterno. L'alterazione superficiale è minima e la colonizzazione da parte della vegetazione è ancora allo stadio iniziale. All'interno delle cerchie moreniche si individuano depositi di materiale morenico sparso, lasciato dal ghiacciaio in fase di ritiro. Non di rado si incontrano sul fronte o all'interno delle cerchie moreniche affioramenti poco estesi, non cartografabili alla scala 1:50.000, di ciottoli e sabbie limose con rari blocchi subarrotondati moderatamente classati, che formano piccoli *sandur* in quota. Il Subsistema dell'Amola poggia sul substrato roccioso o su depositi glaciali più antichi. Il limite superiore è dato dalla superficie topografica o più raramente da corpi detritici di versante. Spesso i depositi glaciali della PEG vengono rielaborati da processi periglaciali e formano maestosi *rock glacier* attivi.

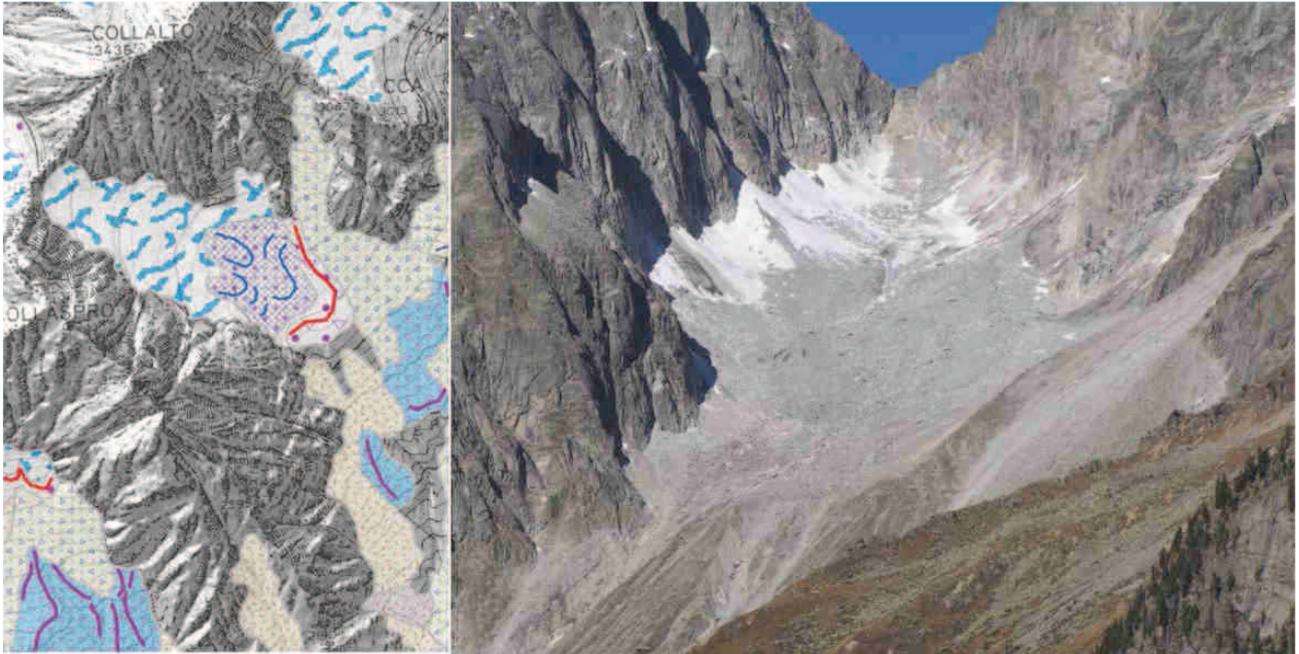


fig. 3.2.13: apparati morenici del subsistema dell'Amola (PEG) nel circo delle Bocchette (testata Valle di Anterselva)

Si riportano di seguito brevi descrizioni delle litofacies non glaciali Postglaciali mappate (TAV1 e 2) anche se non significative ai fini dello studio in corso, per completare il quadro dei depositi quaternari dall'ALGM ai nostri giorni.

Detrito di versante, detrito di versante a grossi blocchi, nivomorene

Depositi costituiti da clasti di dimensioni molto variabili, solitamente decimetriche, da angolosi a sub-angolosi. La struttura è a supporto di clasti; la matrice è sabbiosa, talvolta è assente. Se il deposito mostra diversi elementi di dimensioni metriche/plurimetriche si è utilizzato il simbolo di detrito a grossi blocchi. Il processo di formazione è la caduta di detrito da affioramenti e pareti rocciose soprastanti, per cui questi depositi formano falde e coni detritici alla base dei versanti più ripidi. Poggiano sul substrato roccioso, su depositi glaciali o talvolta su depositi di altra origine. Il limite superiore è dato dalla superficie topografica. Una forma che spesso si accompagna alle falde detritiche sono le nivomorene (*protales rampart*): si tratta di cordoni dalla forma allungata generalmente parallela al versante, legate allo scivolamento di materiale detritico su superfici nevose alquanto pendenti o a processi crionivali che interessano il detrito di versante. In carta sono segnalate con una forma lineare specifica sovrapposta ad aree a detrito o a detrito a grossi blocchi. Va precisato che per non appesantire la lettura della carta vi sono stati riportati solo i cono detritici e le nivomorene di dimensioni più grandi.

Rock glacier

I *rock glacier* derivano dalla rimobilizzazione di accumuli detritici locali in ambiente periglaciale. Appaiono come corpi detritici, a supporto di clasti, costituiti da blocchi di grandi dimensioni, angolosi o sub-angolosi con matrice sabbiosa o sabbioso-limosa quasi assente nella parte sommitale. Costituiscono grandi forme a lingua o a lobo, con una fronte ripida, mentre il dorso presenta spesso una topografia tormentata a rughe e depressioni. Queste morfologie tipiche indicano un'origine per lento flusso di materiali in presenza di

ghiaccio interstiziale collegato a condizioni di *permafrost*. Il materiale coinvolto deriva o da depositi glaciali locali PGD2 o PTG1 o da depositi di versante e di frana. Poggiano su depositi glaciali o sul substrato roccioso; la superficie limite superiore è quasi ovunque quella topografica, localmente sono ricoperti dall'unghia di falde o da coni detritici. L'area rilevata, date le sue caratteristiche orografiche, è ricchissima di *rock glacier*. Ne sono stati cartografati circa 150 solo all'interno del Sistema Postglaciale Alpino. In banca dati sono stati distinti quelli derivanti dalla rimobilizzazione di *till* (58), da quelli impostati su detrito di versante (95), o su accumuli di frana (8). Il loro grado di attività è sempre dipendente dalla quota della fronte e dall'esposizione; ove possibile è stato valutato direttamente sul terreno in funzione della freschezza delle forme. Il grado di attività dei *rock glacier* censiti da telerilevamento è stato invece indirettamente stimato in funzione dell'esposizione dei corpi e della posizione della fronte, considerando i dati in letteratura relativi alle quote di persistenza del *permafrost* nell'area Alpina. In base a questo criterio i *rock glacier* attivi raggiungono la quota minima di 2300-2400 m s.l.m. nei versanti esposti a nord; nei versanti esposti a mezzogiorno sono invece attivi solo se la fronte è ubicata a quote superiori ai 2700-2800 m s.l.m. Per tutte le altre esposizioni (E-W) i *rock glacier* attivi hanno la fronte posizionata circa a quota 2600 m s.l.m.

Deposito di frana

Movimenti franosi, con tipologia e ricorrenze diverse, hanno interessato in modo diffuso il territorio rilevato specialmente in seguito allo svuotamento delle vallate dai ghiacci. In funzione dei litotipi coinvolti nel fenomeno e della tipologia di franamento, variano le caratteristiche sedimentologiche dell'accumulo. Nel caso di frane di scorrimento o crollo in roccia il deposito si presenta come un *diamicton* a supporto di clasti o a tessitura parzialmente aperta, a elementi clastici eterometrici anche con grandi blocchi angolosi o al più sub angolosi. Nel caso di frane di colamento o rototraslative su depositi sciolti l'accumulo si presenta come un *diamicton matrix supported* ad abbondante matrice limoso sabbiosa. La dimensione dei clasti dipende in questo caso dalle caratteristiche sedimentologiche del deposito coinvolto nel franamento. I sedimenti di frana poggiano sul substrato roccioso o su depositi quaternari di varia origine; il limite superiore è dato dalla superficie topografica e più raramente da corpi alluvionali e/o detritici che ne ricoprono alcune parti.

Deposito di origine mista

Depositi eterometrici grossolanamente stratificati, con ghiaie e blocchi da subarrotondati a sub-angolosi, con matrice sabbiosa o sabbioso-limosa. I processi di deposizione sono di tipo torrentizio, di *debris flow* ed episodicamente di valanga. Se prevalentemente generati da *debris flow*, in sezione mostrano una grossolana gradazione inversa dei clasti più grossolani con evidente concentrazione dei blocchi più grandi (di dimensioni anche gigantesche) sulle sponde laterali e sul fronte del corpo di colata (effetto di galleggiamento). Sono fra i depositi sciolti più diffusi nell'area studio e formano buona parte degli ampi conoidi (coni misti) che caratterizzano i fondovalle della valle di Anterselva e di Casies. Uno dei più maestosi conoidi di origine mista è responsabile della formazione del Lago di Anterselva. Questi depositi poggiano sul substrato roccioso, o su depositi alluvionali o glaciali; sono limitati verso l'alto dalla superficie topografica, a volte da depositi alluvionali e più raramente di frana.

Deposito alluvionale

Generalmente si tratta di blocchi e ghiaie da arrotondati a subarrotondati, grossolanamente classati, a tratti gradati, con matrice da sabbioso a siltosa, organizzati in corpi lentiformi di barra fluviale e riempimento di canale. Talvolta si osserva un'embriciatura dei blocchi o dei ciottoli. In altre zone, a causa dell'azione di sbarramento di conoidi o frane, mostrano granulometrie più fini. Sono ubicati lungo i fondovalle principali. Il limite inferiore, non osservato sul terreno, è probabilmente su substrato roccioso del fondovalle, o su depositi glaciali e/o fluvioglaciali del subsistema di Braies e Casies, o su depositi di conoide. Lateralmente sono in contatto con depositi di versante, con depositi di conoide, con depositi glaciali o con il substrato roccioso. Il limite superiore è generalmente la superficie topografica; in qualche caso sono parzialmente sepolti da depositi di conoide.

Depositi palustri

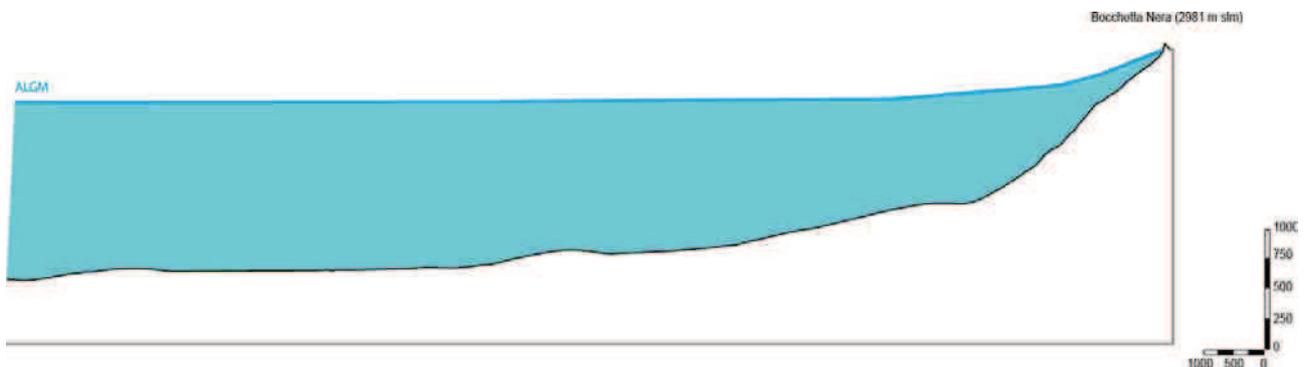
Depositi limoso-sabbiosi e limoso-argillosi, spesso con abbondante materia organica più o meno decomposta, che conferisce un colore da grigio a nero ai sedimenti. La stratificazione è evidente e talvolta vi è laminazione dei depositi più fini. Questi depositi formano corpi sedimentari di modeste dimensioni, formati dove la topografia ha consentito la formazione di laghetti o stagni. Il limite superiore è dato dalla superficie topografica. Poggiano direttamente sul substrato roccioso o su depositi glaciali o alluvionali.

3.3 - Pattern di deglaciazione (relativo) del bacino dell'Alta Val Pusteria

In base alla successione relativa delle unità stratigrafiche identificate (sintemi e subunitmi) e degli eventi sedimentari inclusi in esse, ampiamente descritto nei paragrafi precedenti, è possibile ricostruire il *Pattern di deglaciazione RELATIVO* del bacino dell'Alta Pusteria. In base a criteri litostratigrafici abbiamo identificato nel generale trend di deglaciazione post ALGM due importanti riprese del glacialismo e la PEG, che si traducono nel record sedimentario in superfici di discontinuità che delimitano le unità stratigrafiche individuate (Fig.3.1). Per ciascuna delle subunità PGD1 e 2 abbiamo rilevato due eventi sedimentari minori (chiusure moreniche di secondo e terzo ordine) di ripresa/stazionamento del glacialismo, che non vanno a modificare il trend generale della curva (Fig.3.2). Sono qui descritti brevemente e sinteticamente i tratti principali del Pattern di Deglaciazione:

1) Pleniglaciale (PGD) - non rappresentato nella curva di deglaciazione

L'intero settore è ricoperto da una coltre di ghiaccio fino alla quota di 2450 m (al centro delle valli) che forma una calotta in lento movimento verso sud e sud est; l'area è una zona di transizione e *mixing*; sono attive le trasfluenze fra i bacini del Garda, del Piave e della Drava.



2) Prima fase di deglaciazione (PGD) - primo tratto rosso della curva di deglaciazione, dal basso

Lo spessore di ghiaccio si riduce gradualmente con brevi stazionamenti non separabili stratigraficamente; si imposta una dinamica paraglaciale e proglaciale con intensi processi di dilavamento dei versanti che generano potenti successioni di contatto glaciale; si attivano gli spartiacque locali e la calotta si smembra in lingue glaciali vallive (Anterselva, Casies, Braies, Landro) che arretrano verso la loro parte mediana; le lingue delle valli minori si separano da quella principale, ad eccezione di quelle ubicate alla testata delle stesse; si libera completamente il fondovalle dell'Alta Pusteria (con probabile formazione di un lago nella Conca di Valdaora) che diviene bacino collettore (in potente aggradazione) dei sedimenti trasportati dai sistemi proglaciali vallivi, in rapido approfondimento. Infine, con il procedere della fusione e con la scomparsa dello sbarramento del ghiacciaio della Valle Aurina a Brunico, il Paleo Rienza inizia a incidere i suoi stessi depositi. Si registra cioè una progressiva migrazione del livello di base dal centro delle grandi valli laterali, all'Alta Val Pusteria (tratto da S. Candido a Perca), quindi verso ovest (Piana di Brunico). Lo spessore di ghiaccio si riduce complessivamente drasticamente da 1400 m a poco più di 150-200 metri nella parte alta delle valli principali.

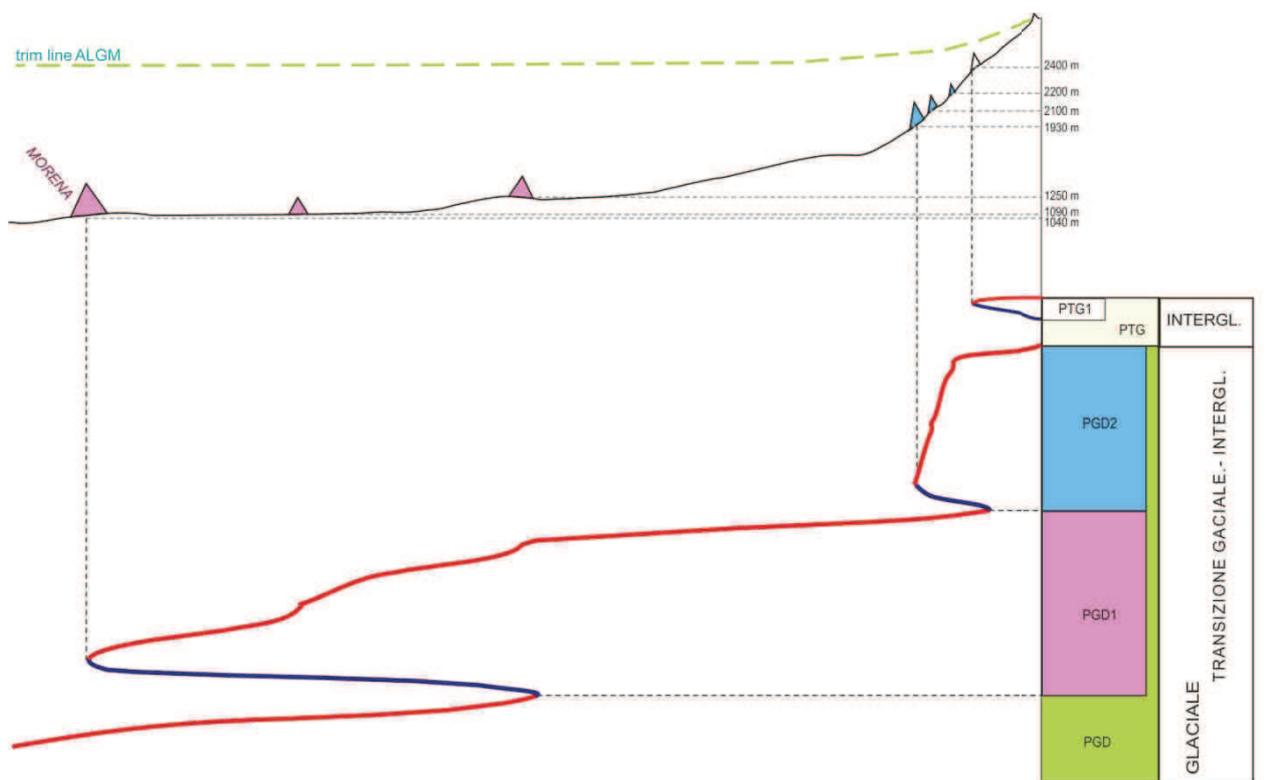
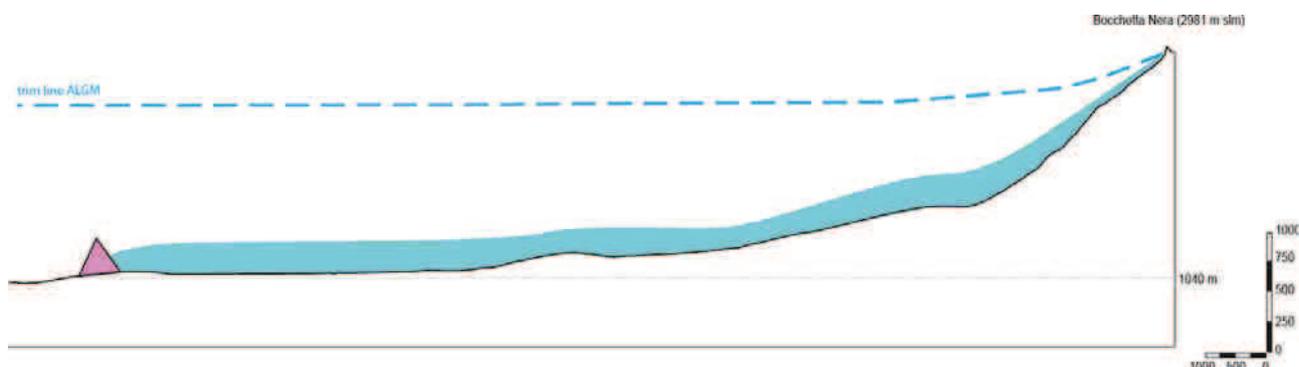
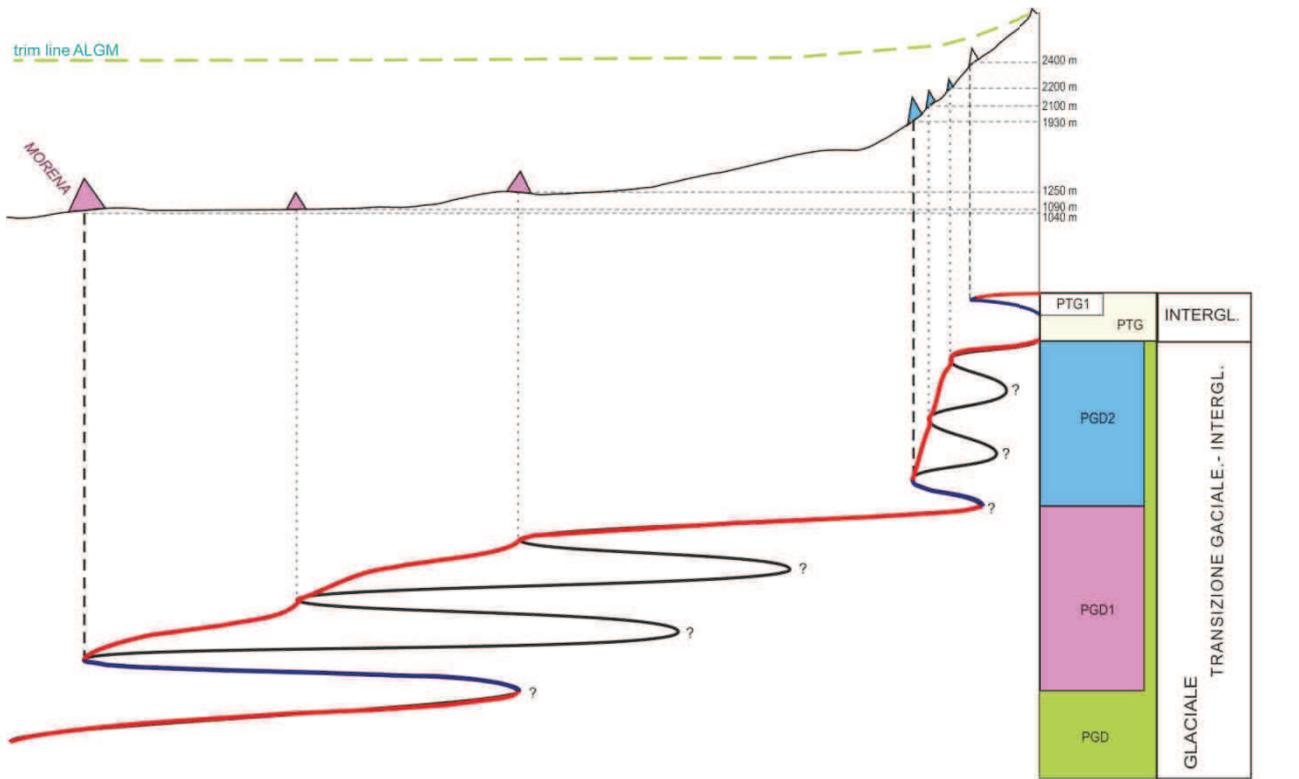


Fig. 3.1: curva di deglaciazione dedotta dal quadro stratigrafico: in rosso, le fasi di deglaciazione; in blu, le principali fasi di avanzata/stazionamento delle masse glaciali che ne interrompono il trend

3) Prima importante ri-avanzata dei ghiacciai (PGD1) - primo tratto blu della curva di deglaciazione

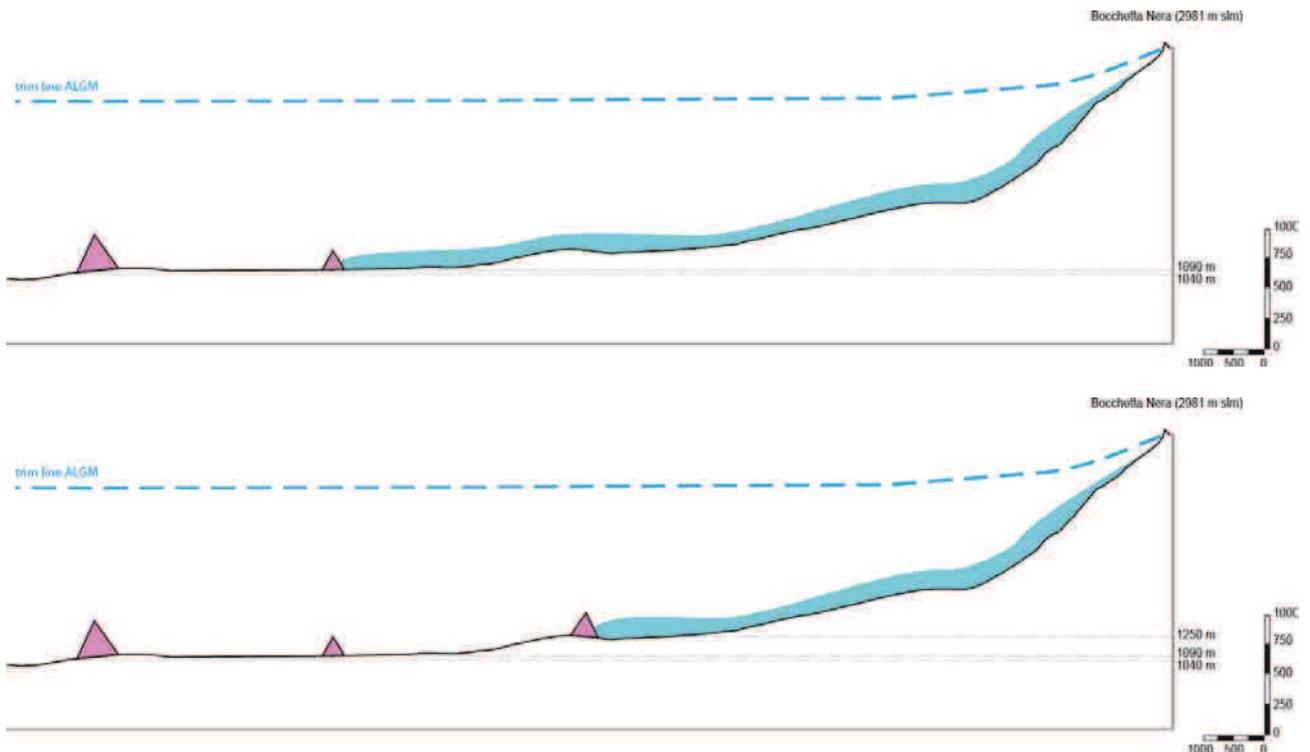
Le lingue vallive avanzano nuovamente fino alla confluenza con l'Alta Val Pusteria (Anterselva) o rioccupandone parte del fondovalle (Casie, Braies, Landro), sovrastando in parte e/o appoggiandosi lateralmente ai depositi paraglaciali e fluvioglaciali terrazzati, erodendoli e a volte deformandoli. Queste nuove lingue glaciali, lasciano degli apparati morenici frontali ben riconoscibili. Al fronte delle lingue si formano *sandur* che convergono verso la Conca di Valdaora e la piana di Monguelfo, dove si registra una nuova importante fase di aggradazione. Nelle valli secondarie pensili si formano ghiacciai di circo, che solo di rado confluiscono nella lingua principale, alimentandola.





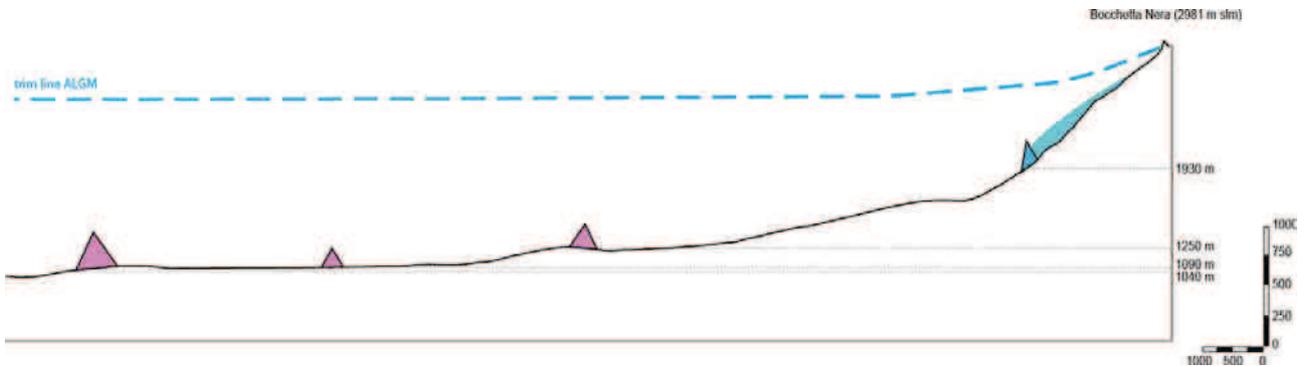
4) Seconda fase di deglaciazione (PGD1)-secondo tratto rosso della curva di deglaciazione

Durante questa fase, le lingue vallive abbandonano i fondovalle principali ritirandosi nei circhi sommitali. Durante il ritiro si osservano un paio di pulsazioni positive evidenziate da apparati morenici posti nella parte medio alta del fondovalle. Questa riduzione "a stadi" si osserva anche nelle aree di circo. Inizia la formazione di potenti conoidi alluvionali e miste che sbarrano i fondovalle principali in più punti controllandone le dinamiche sedimentarie.



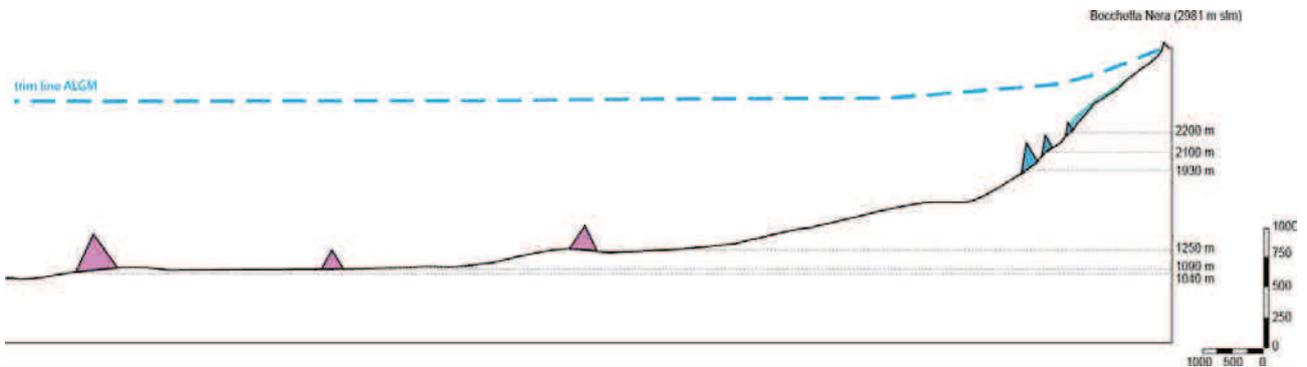
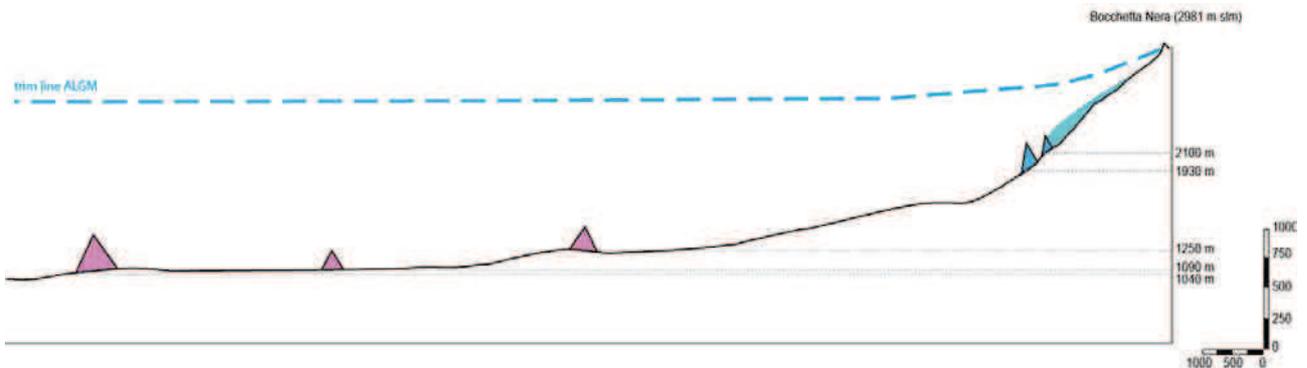
5) Ripresa del glacialismo di circo (PGD2) - secondo tratto blu della curva di deglaciazione

Nelle aree di circo si registra una nuova netta avanzata che non permette però ai ghiacci di raggiungere nuovamente i principali fondovalle.

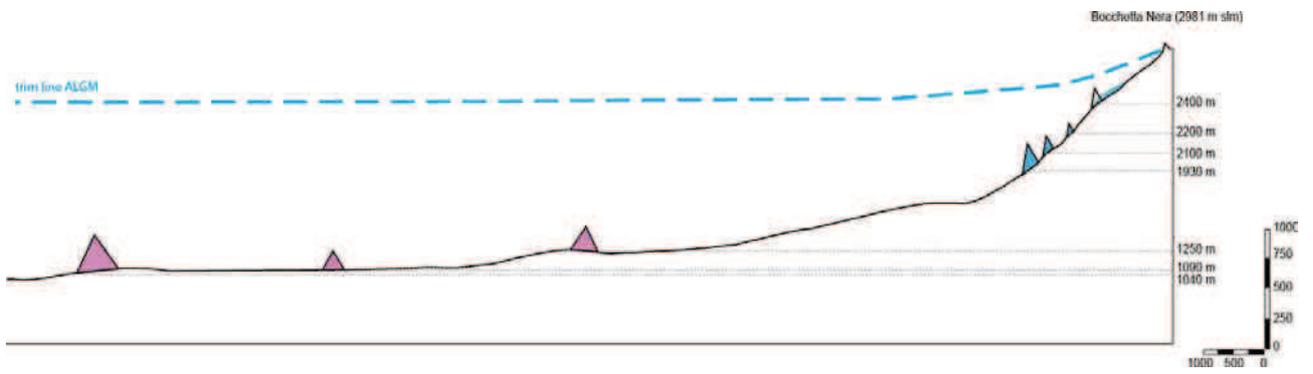


6) Terza fase di ritiro (PGD2) - secondo tratto rosso della curva di deglaciazione

I ghiacciai di circo si ritirano su posizioni simili o addirittura più arretrate delle attuali. Anche questo processo non avviene gradualmente ma a strappi (stadi) come dimostrano i due ordini di cerchie moreniche associabili a questa fase.



7) Ultima importante avanzata dei ghiacciai nelle aree di circo (Piccola Età Glaciale)



3.4 Inquadramento Cronostratigrafico

Attraverso il posizionamento nel tempo delle unità e subunità stratigrafiche identificate e degli eventi sedimentari inclusi in esse, sintetizzati nel pattern di deglaciazione dell'Alta Pusteria (cap. 3.3. fig.3.4.1) si intende verificare se e come i sistemi deposizionali continentali abbiano risposto ad oscillazioni climatiche a scala del millennio. Per quanto riguarda il limite inferiore del sistema della Pusteria ci basiamo sui dati di letteratura sempre più abbondanti che delimitano l'ALGM, intervallo di tempo in cui i ghiacciai hanno stazionato durante l'ultima avanzata con il limite più esterno raggiunto dai margini glaciali nell'area Alpina, a circa 26-21 ka cal BP (Monegato *et alii*, 2007; Ivi-Ochs *et alii*, 2005; Orombelli *et alii*, 2005; Ravazzi *et alii*, 2007). Per i subsistemi di Braies Monguelfo e di Casies (PGD1) e della Croda Rossa (PGD2) le cose si fanno più complesse poiché il Tardoglaciale rappresenta un intervallo storicamente caratterizzato da numerose oscillazioni climatiche e avanzate glaciali, anche a carattere locale. In assenza di dati geo-cronometrici assoluti (in realtà ne abbiamo ottenuti alcuni ma non utili a questo fine - vedi paragrafo sul sondaggio di San Vito di Braies), per connotare cronostratigraficamente il *framework* del Tardoglaciale ricostruito in base alle evidenze di terreno, abbiamo applicato il metodo glaciologico, consapevoli che il modello qui proposto dovrà essere tarato con metodi radiometrici. Il criterio utilizzato si basa sul calcolo del limite delle nevi perenni (Δ ELA) rispetto a quella della PEG delle lingue glaciali ricostruite in base alla geometria e disposizione degli apparati morenici, dei depositi di contatto glaciale e di altri elementi marker (superfici e dorsali montonate, nunatak, massi erratici). La qualità della mappatura degli apparati morenici in questo caso è fondamentale. Per questo abbiamo effettuato un'attenta campagna di telerilevamento su immagini LIDAR per integrare i dati di campagna; sono state censite 2160 fra cordoni morenici completi (e segmenti di cordone) e più di 100 incerti (vedi Tav.3.1 e 3.2). I dati sono stati plottati in un *geodatabase* in ambiente GIS che ha reso più certe e confrontabili le ricostruzioni dell'estensione delle lingue glaciali. L'abbondanza di apparati morenici latero-frontali, ben conservati diffusi in tutto l'area, ha favorito l'applicazione di questo criterio. All'interno di ciascuna delle subunità PGD1 e PGD2 sono stati individuati due set di tre cerchie moreniche, che si replicano per tipologia (freschezza delle forme, tessitura depositi..) e distribuzione (distanza dall'area sorgente, distanza reciproca, quota del fronte) in tutti i principali assi vallivi dell'area analizzata (il set PGD1) (Valli di Anterselva-Braies e Casies) e nelle aree di circo (PGD2). Una volta ricostruite le paleogeografie glaciali associate ai suddetti set di morene, abbiamo applicato il sistema AAR (*accumulation area ratio*) che si basa sull'assunto che il 55% dell'area di un ghiacciaio Alpino di circo e il 65-70% di un ghiacciaio vallivo corrisponde alla zona di accumulo (Gross *et alii*, 1977; Nesje, 1992; Nesje and Dahl, 2000). Dalle nostre ricostruzioni, durante la sedimentazione dell'unità PGD1 la variazione dell'ELA rispetto all'attuale (ELA *depression*) passa da -800 m, della prima avanzata, a -300 m dell'ultima pulsazione. Durante la messa in posto del subsistema della Croda Rossa, invece, la variazione dell'ELA fa segnare valori variabili da -350 m a -200 m rispetto all'attuale. Queste cifre, confrontate con i dati di letteratura relativi alle variazioni dell'ELA durante il Tardoglaciale (Ivi-Ochs *et alii*, 2005; Masini, 1998), ricostruiti per altri apparati glaciali, tarati cronostratigraficamente confermano quanto ipotizzato con il primo metodo e lo dettagliano ancor di più (Fig.3.4.1 e 3.4.2)

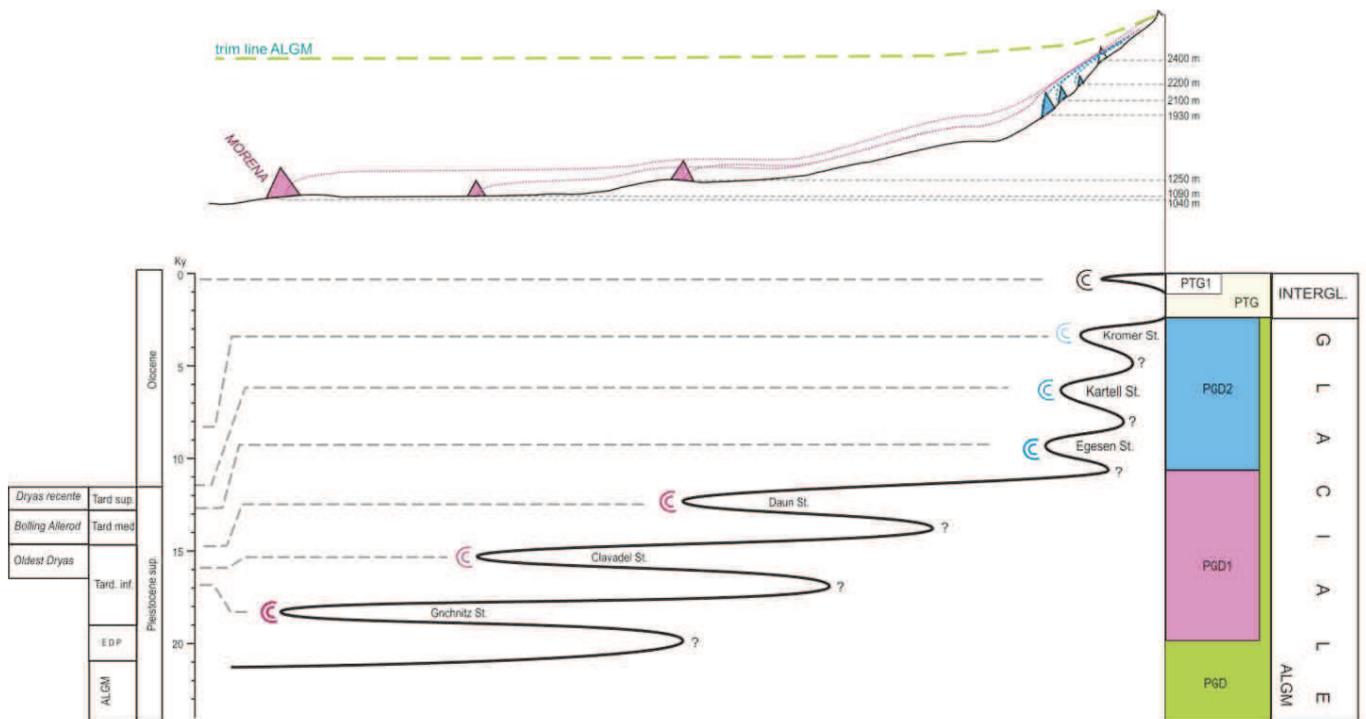
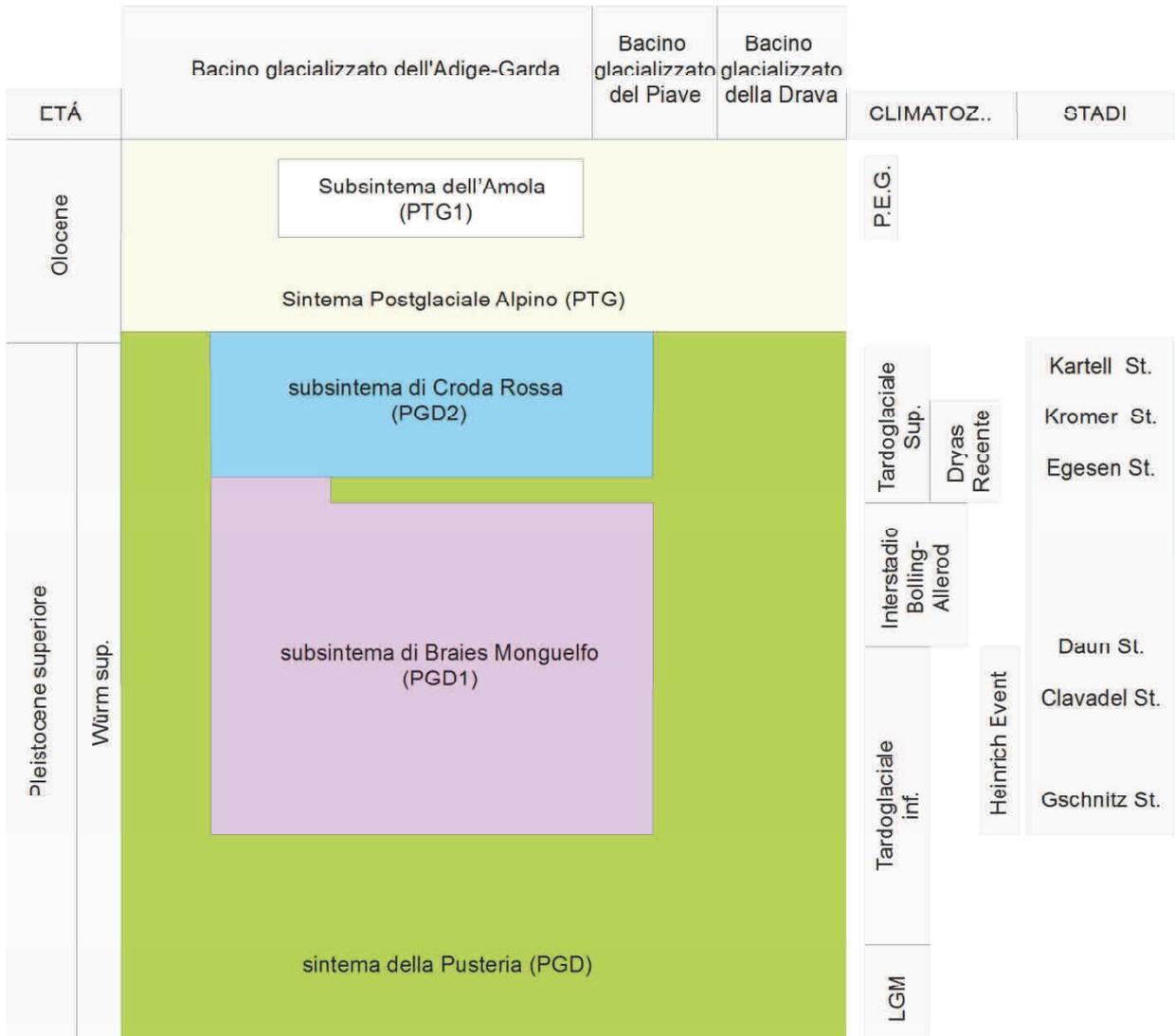


Fig.3.4.1: inquadramento cronostratigrafico del pattern di deglaciazione dell'Alta Pusteria mediante metodi glaciologici applicati alle morene incluse nelle unità PGD1 e PGD2.

- Le morene più avanzate incluse nel subsistema PGD1 sono associabili allo stadio di Gschnitz, recentemente datato nell'area tipo a 15,4 +/- 1,4 cal yr BP (Ivi-Ochs *et alii*, 2006a; 2007). Contrariamente a quanto si credeva in precedenza, non ricade nel Tardoglaciale Medio bensì al Tardoglaciale Inferiore e sarebbe l'espressione Alpina dell'Heinrich Event 1, evento climatico globale registrato alle successioni oceaniche del nord Atlantico (vedi capitolo 1.3 e 2.2 e Fig.5.1).
- Gli altri due sistemi di morene frontali inclusi dentro la medesima unità e che interrompono la fase di definitiva estinzione dei ghiacciai vallivi sono associabili allo stadio di Clavadel e di Daun e ricadono in un breve intervallo compreso fra circa 16,5 Ka cal BP e 14,7 Ka cal BP (Ivi-Ochs *et alii*, 2007).
- Le morene più avanzate di circo incluse nell'unità PGD2 coincidono con lo stadio di Egesen, recentemente datato in diverse zone dell'arco Alpino nel Tardoglaciale Superiore nell'intervallo compreso fra 12,3 +/- 1,5 yr cal BP e 11,3 +/- 0,9 yr cal BP (Ivi-Ochs *et alii*, 2007).
- Le altre due avanzate appartenenti alla medesima unità potrebbero corrispondere agli stadi di Kromer (ultima parte del Tardoglaciale superiore) e di Kartell. Quest'ultima attribuzione è molto più incerta: i valori di ΔELA sono molto ravvicinati e meno discriminatori; i disturbi "locali" (dimensioni, orientazione, esposizione del circo) possono avere effetti importanti.



3.4.3: schema cronostatigrafico dei depositi continentali dell'ultima transizione glaciale interglaciale nell'Alta Pusteria.

4 - interpretazione degli accumuli della valle di Braies e di Palafavera

Nell'ambito dei rilievi da me svolti per questo studio, per la realizzazione dei Fogli CARG (Cortina, Dobbiaco, Anterselva e Longarone) e nel seguire numerosi progetti di tesi in tutta l'area Alpina Dolomitica, mi sono imbattuto in grandi depositi di accumulo che hanno rivelato non poche sorprese. Si tratta di corpi classificati in modo non univoco da diversi autori che li hanno precedentemente studiati, come nel caso degli accumuli dell'Alta Val di Zoldo e della Val di Braies. Solo grazie all'applicazione di un approccio multidisciplinare geomorfologico-sedimentologico e stratigrafico è stato possibile attribuirli geneticamente a grandi paleofrane e inquadrarli cronostratigraficamente (con grande precisione per il caso della Val di Zoldo, con meno risoluzione nella valle di Braies). Le ricerche riguardanti questi corpi di frana rappresentano un importante contributo nel processo di ricostruzione dell'evoluzione dei versanti alpini durante l'ultima transizione glaciale-interglaciale, infatti, coinvolgono numerosi gruppi di ricerca. Inoltre debbono stimolare il mondo della ricerca applicata e le autorità responsabili della gestione del territorio ad approfondire le indagini e le ricostruzioni delle modalità e della tempistica di messa in posto, per mettere a punto dei validi sistemi di mitigazione del rischio, tramite la realizzazione di modelli geologici predittivi, che tengano conto della sempre più evidente relazione fra grandi fenomeni di frana e eventi di riscaldamento climatico globale, come quello in cui oggi viviamo.

4.1 - Accumuli di Braies e di Ferrara di Braies

Durante i miei studi in Pusteria ho individuato e riclassificato alcuni importanti corpi geologici quaternari presenti nel fondo valle di Braies/Prags, a cui era finora erroneamente stata assegnata un'origine glaciale. Si tratta invece di accumuli di due distinte paleofrane di grandi dimensioni di tipo *rockavalanche* verificatesi durante l'ultima transizione glaciale interglaciale. Per indagare al meglio questi elementi di difficile definizione e inquadramento stratigrafico complesso, ho seguito come correlatore una tesi triennale (Francesco Grilli-UNIFE).

L'approccio è stato, come sempre negli studi di geologia del quaternario, multidisciplinare. Sono stati caratterizzati i corpi da un punto di vista sedimentologico e petrografico (macro e microscopicamente), per distinguerli dalle altre litofacies quaternarie presenti in valle e individuare a ritroso le probabili aree sorgente. Particolare attenzione è stata posta nella perimetrazione e analisi morfologica dei corpi, nel mappare in dettaglio la loro distribuzione (la disponibilità di immagini Lidar è stata determinante), e nel posizzarli all'interno del *framework* stratigrafico relativo dei depositi continentali dell'ultima transizione glaciale interglaciale del bacino di Braies. Inoltre è stato reinterpretato un sondaggio effettuato nei pressi dell'abitato di San Vito pochi anni addietro dalla Provincia autonoma di Bolzano nell'ambito del Progetto Carg PAB Foglio 016 Dobbiaco. Abbiamo anche eseguito delle nuove analisi geocronometriche (C14) su campioni estratti dalla carota suddetta che hanno fornito risultati per lo meno "curiosi" (vedi box -il paradosso del sondaggio di S. Vito-).

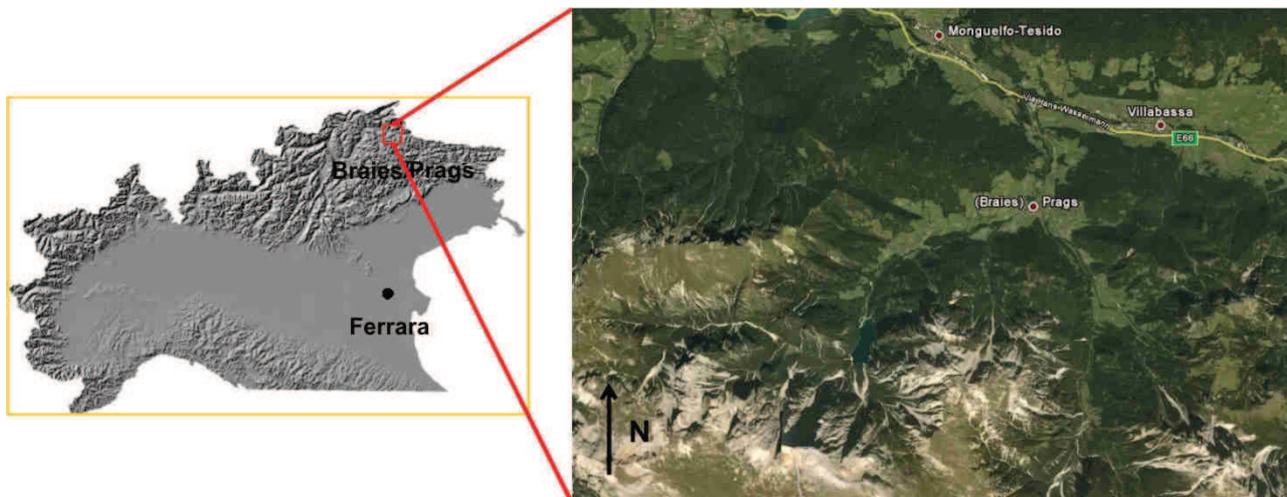


Fig. 4.1: Vista aerea della Valle di Braies

4.1.1 - Inquadramento

L'area in esame (fig. 4.1) si estende nel territorio comunale di Braies/Prags, lungo l'omonima valle, da 1100 m s.l.m. della Val Pusteria a nord, ai 2810 m s.l.m. della Croda del Becco a sud. Il confine orientale è dato dal il Sasso del Signore (2447 m s.l.m.) a SE e dal Monte Colles a NE, mentre quello occidentale dal Monte di Braies. Il comune di Braies/Prags è compreso nella Provincia Autonoma di Bolzano, nelle Dolomiti settentrionali. La Valle di Braies è una laterale sinistra della Pusteria che si sviluppa in direzione N-S fino a Ferrara di Braies, dove si biforca in due rami, uno diretto verso S-SE, verso Braies Vecchia, Prato Piazza e il Picco di Vallandro; l'altro ruota leggermente verso S-SO fino al Lago di Braies. Da lì il bacino continua a salire con una brusca curva a gomito verso ovest per 5-6 km, appare meno aperto e più rupestre. Complessivamente il ramo di Braies misura circa 18 km, quello di Prato Piazza 16 km. L'ampiezza del fondovalle varia da 100 metri presso la confluenza con il fiume Rienza e 150 m alla stretta del lago, e si apre in diversi punti fino a sfiorare il km. La valle è conosciuta a livello internazionale per la potente e tra le più complete successioni sedimentarie delle Dolomiti. Affiora quasi tutta la serie stratigrafica del Sudalpino, dal basamento metamorfico Paleozoico alle successioni giurassiche e cretache dell'altopiano di Fanes-Sennes che chiude la valle a sud (nella Tavola 4.1 viene presentata la mappa geologico-geomorfologica scala 1:10.000 con sezioni). Dal punto di vista tettonico l'area di studio, oltre a risentire degli effetti del lineamento Periadriatico che passa poco più a nord, è interessata da un'importante struttura nota come Linea di Prato Piazza, che ha andamento circa NO-SE e si estende dalla Valle di Braies/Prags alla Val Popena Bassa. La cinematica è prevalentemente di tipo inverso con un assetto strutturale a medio angolo con vergenza a SO. La maggiore dislocazione verticale di questa faglia si riscontra nei pressi del Monte Specie (poco distante dall'area rilevata) - Val Popena Bassa, dove troviamo la Fm. di San Cassiano a contatto con la Dolomia Principale. Nell'area di studio, oltre alla già citata faglia di Prato Piazza, abbiamo altre due faglie localmente rilevanti. La prima, la Faglia del Monte Serla, si estende dall'omonimo monte (Monte Serla) a est passando per la Valle di Braies/Prags e raggiungendo la Val Campo di Dentro. Essa rappresenta probabilmente un piano di sovrascorrimento ovest vergente (fase cosiddetta mesoalpina) successivamente ripiegato nelle fasi Neoalpine e dislocato da faglie minori transtensive ad alto angolo orientate N-S. La seconda, è la Faglia della Val Foresta. Questa taglia la valle di Braies/Prags a monte del lago con andamento da W-NW/E-SE, con assetto ad alto angolo e cinematica prevalentemente trascorrente. Segnaliamo un'importante faglia che taglia in direzione N-S la linea della Val Foresta facilmente visibile nella zona SW della carta. Nell'area di studio sono state individuate alcune faglie che rispecchiano fedelmente le orientazioni dei principali lineamenti tettonici sopra descritti. Esse mostrano un comportamento

prevalentemente trascorrente con deboli rigetti verticali nell'ordine di qualche decina di metri (vedi sezioni geologiche A-A' e B-B' nella Tavola 4.1). L'assetto generale delle stratificazioni è monoclinale con immersione verso sud (Fig. 4.2): ci troviamo proprio nella terminazione settentrionale del sinclinorio dolomitico. La geomorfologia dell'area risente decisamente dell'assetto litostrutturale: la valle è ampia e con versanti morbidi e dolci per i primi 2/3 della sua estensione finché è scavata nella parte bassa e mediana della successione, mentre diventa improvvisamente rupestre e con rilievo a elevata energia in concomitanza delle piattaforme ad alto rilievo ladinico-carniche (Sasso del Signore DCS) e della serie norico-giurassica (DPR e CG). La varietà litologica si riflette in una grande varietà paesaggistica e dei processi morfodinamici di versante: sono qui riconoscibili splendidi esempi di tutte le tipologie di frana conosciute, dai crolli, alle colate, alle frane rototraslative ai *debris flow*, alle *rock avalanches* oggetto di questo approfondimento.

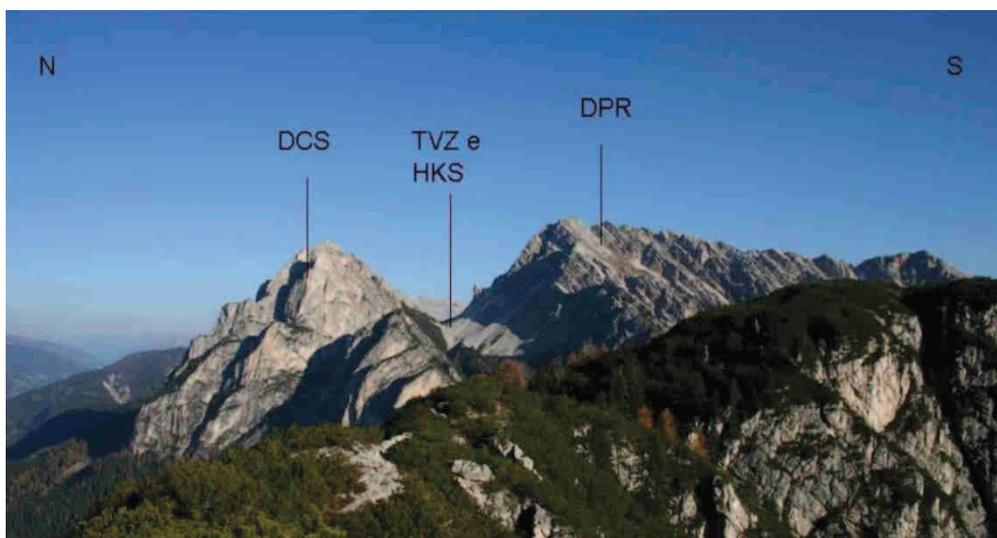


Fig. 4.2 - Sasso del Signore e campo del Cavallo Piccolo visti da Monte Nero. Gli strati di DCS, TVZ, HKS e DPR immergono verso Sud. E' evidente il controllo strutturale e litostratigrafico sulla geomorfologia dell'area.

Come per le altre valli dell'Alta Val Pusteria analizzate, anche la Valle di Braies presenta un *pattern* di deglaciazione coerente con quelli riconosciuti nelle altre valli alpine: l'ultima glaciazione conosciuta come Würm 3, ha lasciato dietro di sé evidenze morfologiche nette e ben riconoscibili. Durante l'ALGM (*Last Glacial Maximum Alpino*), la valle era ricoperta da una spessa coltre di ghiaccio, ad eccezione delle vette più alte (Sasso del Signore, Croda del Becco); i ghiacciai raggiungevano i 2430 m s.l.m. mentre nei circhi di alimentazione si trovavano anche a quote superiori. In questo periodo, la spinta glaciale era da N verso S come testimoniano gli erratici tonalitici provenienti da bacini glaciali posti più a settentrione (valli di Anterselva) ritrovati a Prato Piazza e sul Col della Riva (dorsale che separa il lato orientale da quello occidentale della valle). Al contrario nelle fasi di regressione la massa glaciale si separò, con l'attivazione di spartiacque glaciali locali e ogni singola lingua assunse una dinamica controllata dall'orografia locale. La spinta glaciale durante il Tardoglaciale medio (riconducibile agli stadi di Gschnitz, Daun) e superiore (stadio di Egesen) infatti ruota di 180 gradi passando da N→S a S→N (vedi conclusioni capitolo 3).

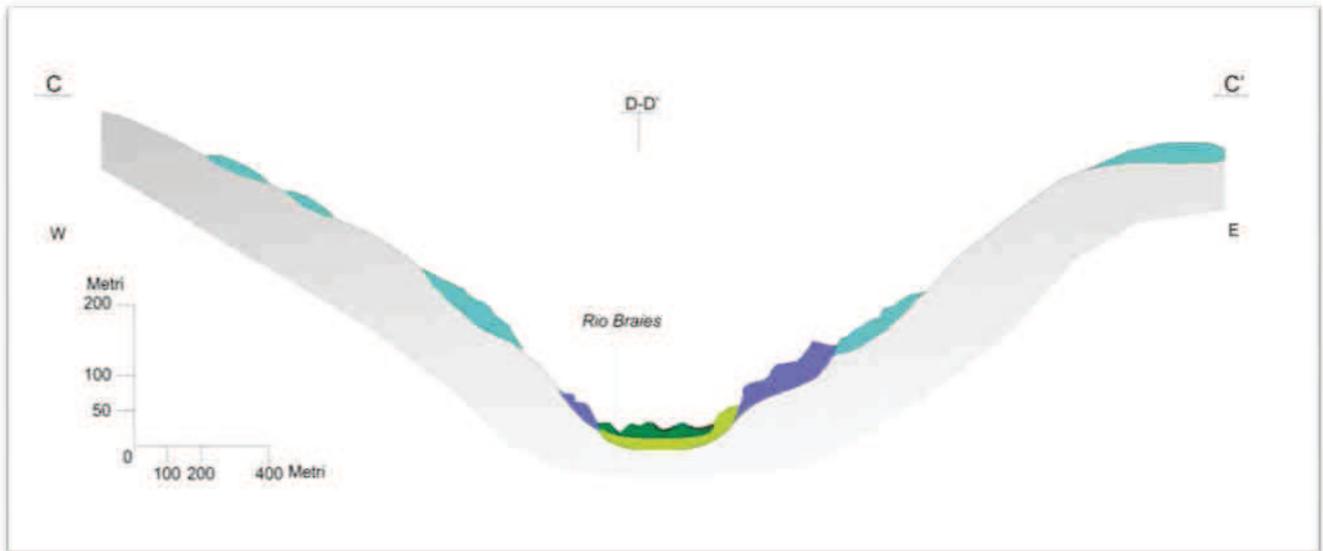


Fig. 4.3: profilo trasversale della valle di Braies: in azzurro, depositi PGD; in blu, PGD1; in verde-giallo, frana di Braies; in verde scuro, frana di Ferrara di Braies

Le testimonianze sedimentarie dell'ALGM (25-21 Ka BP cal.) e delle prime fasi di ritiro (fino a 17 Ka BP cal.) sono date da numerose e diffuse plaghe di *till* che rivestono i versanti: questi depositi hanno sicuramente subito dei processi colluviali che ne hanno obliterato le forme originali e ridotto gli spessori, ma occupano più o meno le posizioni originali. Queste unità sono cartografate all'interno del sistema della Pusteria PGD (fig. 4.3).

In questa fase la riduzione del volume fu costante e portò le lingue ad arretrare dalla Pusteria fin dentro i propri bacini; lo spessore della coltre di ghiaccio si ridusse di circa 1000 metri in poco più di 6000 anni, lasciando i versanti liberi e privi di vegetazione alla mercé di intensi processi di denudamento e rimaneggiamento paraglaciale.

I depositi riferibili al Tardoglaciale medio e superiore sono invece ben più evidenti e meglio conservati (vedi TAV 3.2 e 4.1). Le pulsazioni positive glaciali hanno lasciato numerosi relitti di depositi glaciali come morene frontali e laterali. In questa fase il ghiacciaio della valle di Braies/Prags è caratterizzato da un grande circo glaciale ubicato a sud dell'odierno lago, che va dal Campo del Cavallo Piccolo a Col Vallaccia, passando per la Croda del Becco. Lungo la valle sono riconoscibili almeno 2 ordini di cerchie moreniche frontali con associati orli di terrazzo glaciale e/o argini laterali seguibili lungo la valle con buona continuità per diversi chilometri. Questi sistemi e i depositi ad essi associati, sono stati cartografati all'interno del subsistema PGD1 e dovrebbero coincidere con gli stadi di Gschnitz e Daun a loro volta correlabili all'Heinrich Event (IRD)(Kerschner & Ivy-Ochs, 2008). Le cerchie del primo ordine sono molto evidenti allo sbocco della valle di Braies/Prags in Val Pusteria, sono formati da abbondante *till* di ablazione, in cui si notano imballati diversi blocchi di grandi dimensioni di Dolomia Cassiana fino a quote di 1250 m. La seconda cerchia coincide con il braccio sinistro dell'arco morenico frontale di San Vito di Braies posto a quota 1320 m s.l.m. Questi apparati rappresentano l'ultima testimonianza di lingue glaciali nella valle principale. Probabilmente un brusco riscaldamento le portò rapidamente a occupare posizioni più arretrate e quote più elevate (estate di Bölling Alleröd). Non mancano poi alla testata del bacino e nelle valli minori di circo e pensili, spesso sepolti dal detrito olocenico, sistemi morenici ben conservati frutto dell'ultima fase di glacialismo importante per il bacino della Pusteria, cartografati all'interno del subsistema PGD2,

coincidente con gli stadiali di Egesen e correlabili al brusco raffreddamento (Dryas Recente-Heinrich Event 0) .



Fig. 4.4: la morena di San Vito di Braies PGD1, vista da ovest

4.1.2 - Frana di Braies (Frana 1)

L'accumulo detritico ascrivibile a questa frana si estende per circa 1000 m di lunghezza, 500 di larghezza e si eleva per un massimo di 50 m dal fondovalle attuale (fig. 4.5). Forma buona parte del naturale sbarramento della valle di Braies che ha causato la formazione dell'omonimo lago. Anche se il limite basale non è mai affiorante, si ipotizza che il corpo poggi direttamente sul substrato roccioso. Superiormente è delimitato dalla superficie topografica, a est, mentre ad ovest è in parte sepolto dal corpo della frana di Ferrara (FRANA 2) e dai depositi di origine mista che costituiscono i grandi coni della Val di Casera Riedl (sezione E-E', fig. 4.5). Morfologicamente l'accumulo si presenta organizzato in grossi lobi, di circa 300/400 m di lunghezza e circa 100/150 di larghezza per un'altezza di almeno 50 m, orientati lungo la direzione della valle. Questi sono composti da un *diamicton* a tessitura *open-work* di blocchi metrici e plurimetrici di dolomia prevalentemente massiccia mescolati da elementi ben stratificati, presenti in percentuale minore. Questi ultimi rappresentano facies tipiche di laguna interna che, in questa zona, caratterizzano la Dolomia Cassiana e sono molto limitati in quella della Formazione dello Sciliar. Questa si è rivelata come una fondamentale osservazione per identificare la probabile zona di distacco della Frana di Braies. Oltre al corpo principale, situato in destra idrografica del torrente che defluisce dal lago, sono presenti lembi isolati addossati al versante sinistro della valle, posti ad una quota di circa 1440 m leggermente più a nord del corpo principale. Da evidenze morfologiche e petrografiche si può dedurre che la nicchia di distacco è situata nel versante nord del Monte Nero, tagliato da giunti molto pervasivi e faglie che hanno contribuito a isolare nelle 3 dimensioni i volumi di roccia successivamente coinvolti nel fenomeno franoso. Questi lineamenti sono orientati secondo 3 principali direzioni (E/O, N-S e NW-SE) , con diversi angoli di immersione. Le fratture ad alto angolo che hanno contribuito alla separazione laterali dei blocchi presentano giaciture nell'ordine di 20°N/70°, 0°N/60°, 106°N/85° e 50° N /85°, mentre quelle basali su cui si è sviluppato lo scivolamento sono a basso angolo e misurano: 0°N/45°, 30°N/25 (fig. 4.6).

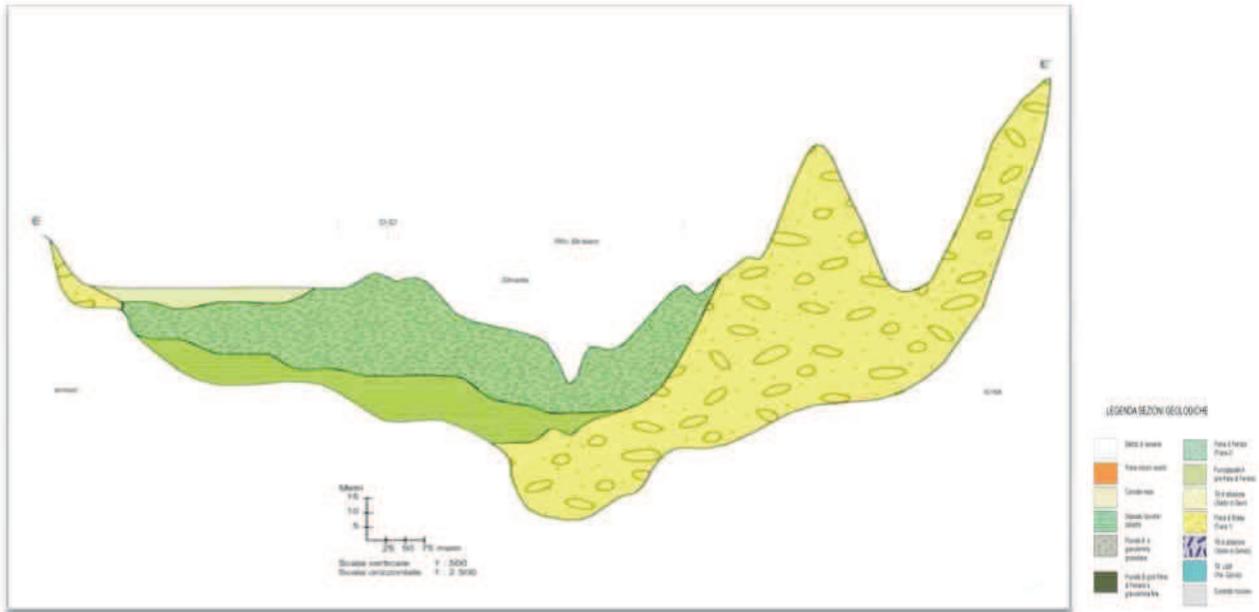


Fig. 4.5: sezione E-E' (vedi TAVOLA 4.2)



Fig. 4.6: particolare della presunta zona di distacco soggetta a zone cataclasate e fittamente fratturate con piani a basso angolo immergenti verso nord

Interpretazione

In base alle nostre osservazioni l'accumulo della Frana di Braies che ha generato lo sbarramento responsabile del Lago (Frana 1), è il risultato di uno scivolamento a cuneo lungo principali piani di origine tettonica debolmente inclinati verso nord. Dalle caratteristiche sedimentologiche e litologiche del deposito e geometriche dell'ipotetica nicchia di distacco, possiamo affermare che dopo un primissimo tratto la massa scivolante ha percorso almeno 200 metri in volo per poi schiantarsi alla base della parete e

frantumarsi, assumendo le caratteristiche di una valanga di roccia (*rock avalanche*). Dalla distribuzione del deposito tutto concentrato sul lato destro della valle, dal suo assetto morfologico a lobi e da numerosi altri indizi (il ritrovamento di una serie di blocchi di DCS imballati negli argini morenici laterali che costeggiano la valle, almeno fino a S. Vito), al momento del distacco il fondovalle era colmato da un ghiacciaio fino alla quota di circa 1500 -1550 m s.l.m. . Secondo questa ricostruzione, il flusso franoso scivolando sul ghiaccio giunse fino al gradino morfologico strutturale del versante opposto (destra idrografica di val di Braies/Prags), ove affiora la competente Fm del Fernazza. Questo ostacolo naturale, provocò l'arresto in questo settore di gran parte della massa in movimento. La "coda" della valanga di roccia, minore in volume, si depositò in corrispondenza del centro della valle ove il flusso glaciale è più intenso, e fu presa in carico e risedimentata a quote più basse dal ghiacciaio. Fanno eccezione i blocchi depositatisi sopra il dosso strutturale di capanna Riedl. Con il ritiro del ghiacciaio il grosso del deposito di frana, non più sostenuto lateralmente, avendo intrappolato al suo interno delle plaghe di ghiaccio si riorganizzò in marcati lobi concavi verso monte e/o sub paralleli al versante: il corpo di frana su ghiaccio evolse poi in un enorme *rock glacier* che, scivolando lentamente verso valle, contribuì attivamente all'occlusione della stessa e alla formazione del lago di Braies. Secondo questa ipotesi suffragata da diverse osservazioni, ma ancora mancante di datazioni certe, la Frana di Braies, è avvenuta nel tardoglaciale inferiore in una fase in cui era ancora presente un ghiacciaio vallivo che ne ha fortemente influenzato la cinematica e l'espressione morfologica attuale. Una datazione relativa la pone in una fase prima dello svuotamento definitivo dai ghiacci del fondovalle principale, avvenuto nel Tardoglaciale Medio (Estate di Bolling Allerod; Greenland Stadial 1) e può essere indirettamente datata fra i 17 e i 14,6 Ka Cal BP. Dal punto di vista cartografico questo corpo è mappato con un colore a sè, data la sua specificità, ma andrebbe inserito nell'unità PGD1.



Fig. 4.7: blocco di Dolomia Cassiana (DCS), imballato in una morena dell'unità PGD1

4.1.3 - Frana di Ferrara di Braies (Frana 2)

Il riconoscimento e la descrizione di questa frana è uno tra gli aspetti più interessanti di questa ricerca. In passato i dossi più o meno estesi che si elevano come isole sulla superficie piatta del fondovalle, da San Vito di Braies a ben oltre Ferrara (5 km), erano stati interpretati come *drumlin* (forme glaciali di fondo) o argini morenici. Viene qui dimostrato che queste dolci forme sono attribuibili a dei *toma* (fig. 4.9), ovvero a ciò che resta di un deposito di frana, solo in parte sepolto dai depositi torrentizi e lacustri-palustri. In particolare secondo recenti studi (Prager et alii, 2006) i Toma sono tipicamente associati alle porzioni mediane o distali di eventi franosi particolarmente violenti e impulsivi di tipo *rock avalanche*.

Zona di accumulo

L'accumulo detritico oggetto di studio si estende per quasi tutta la valle di Braies/Prags, dalla Valle di Riedl, presunta zona sorgente (vedi paragrafo relativo alla zona di distacco), fino all'abitato di Ferrara di Braies, per un *run out* complessivo di almeno 7.5 Km (fig. 4.8).

Il deposito non si presenta continuo e ma si individuano aree dove i *toma* sono concentrati e altre dove sono molto più rarefatti. Questa distribuzione è prevalentemente di origine primaria ed è associata alla tipica cinematica impulsiva dei *rock avalanche*. Strette e sbarramenti pre-esistenti nel fondovalle in cui scorre la valanga di roccia influenzano le velocità di flusso provocando rallentamenti e improvvise accelerazioni. Non si esclude inoltre che in alcuni tratti i depositi di frana siano stati completamente sepolti da processi di sovralluvionamento susseguenti lo sbarramento della valle. In funzione della distribuzione complessiva è possibile suddividere il grande accumulo detritico in tre principali settori che, dal più prossimale al più distale sono: 1) settore Braies; 2) settore San Vito; 3) settore Ferrara;

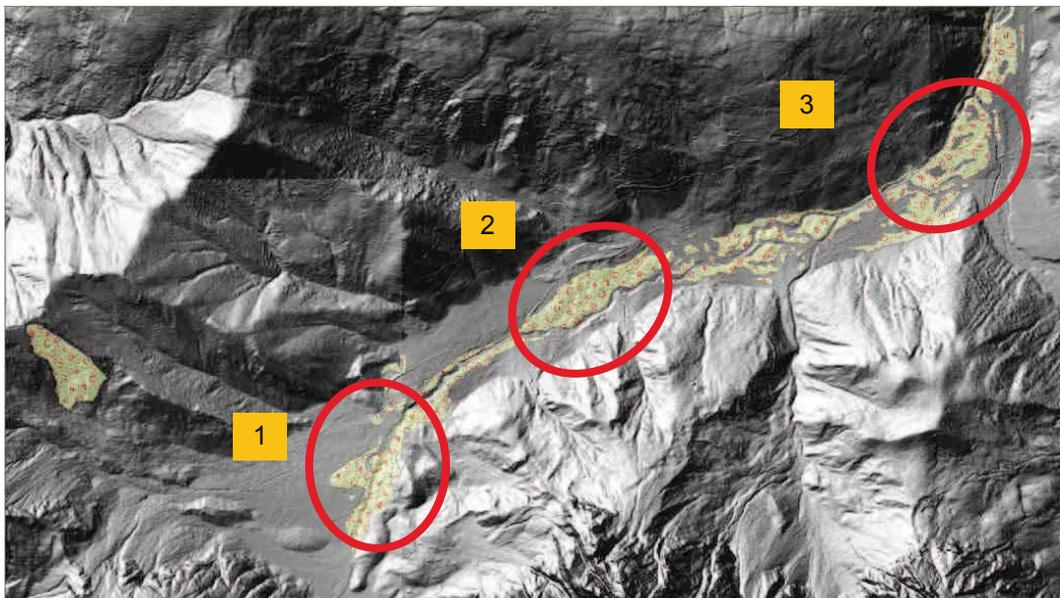


Fig. 4.8: Distribuzione dell'accumulo della frana di Ferrara con indicati i tre settori descritti: 1) settore Braies; 2) settore San Vito; 3) settore Ferrara.



Fig. 4.9: i toma di Ferrara di Braies, forme tipiche della parte distale di un deposito di rock avalanche

- Settore 1: BRAIES

Questo è il settore più prossimale alla zona di distacco e comprende il tratto della valle di Braies dal lago, alla congiunzione con la valle laterale sinistra di Riedl (fig. 4.8). Questo settore si estende per circa 1000 m di lunghezza e un massimo di 450 di larghezza. Il corpo in questo tratto è prevalentemente incassato nello stretto fondovalle e contribuisce insieme alla Frana di Braies e ai due estesi coni di origine mista di Capanna Riedl a formare lo sbarramento naturale che ha generato il lago (lago di sbarramento polifasico). Dal punto di vista stratigrafico (sezione E-E' in fig. 4.5 e Tavola 4.2) l'accumulo si incastra all'interno del corpo di frana ricoprendone le porzioni più occidentali e nel contempo seppellisce gli strati basali dei coni di origine mista, già attivi al tempo dell'evento franoso. I sedimenti attuali dei grandi coni di Capanna Riedl seppelliscono del tutto o si appoggiano in *onlap* sui corpi detritici della frana di Ferrara, mentre piccoli lembi terrazzati e i varidi paleo alvei dimostrano come questo corpo sia stato in parte rimaneggiato dall'azione del Rio Braies. Attualmente, l'emissario del Lago scorre in regime di subalveo esclusivamente all'interno dei detriti della frana di Ferrara. Lo spessore in questo settore dovrebbe aggirarsi sui 30-40 metri, anche se, come nel caso della frana di Braies, il limite inferiore non è mai affiorante. In superficie il corpo appare malamente organizzato in argini e ampi dossi irregolari ricchi di blocchi e megablocchi; mancano i *toma*; solo saltuariamente appare organizzato in lobi sub paralleli alla valle. Per distinguere in questo settore geomorfologicamente complesso i detriti di questa frana da quelli della precedente frana di Braies è stato fondamentale effettuare un'analisi sedimentologica di dettaglio di alcuni spaccati e di alcuni campioni prelevati per sezioni sottili. Il deposito di frana di Ferrara è qui un *diamicton* a tessitura variabile da *clast supported* a parzialmente aperta, composto da blocchi e megablocchi di dolomie massicce con matrice ciottolosa ghiaiosa debolmente sabbiosa. Tutti i clasti sono angolosi-subangolosi. I blocchi hanno mediamente dimensioni minori rispetto a quelli della frana di Braies, inoltre i detriti sono esclusivamente di Dolomia dello Sciliar con una piccola frazione (<5%) di elementi calcarei o di pietra verde della Fm di Livinallongo (fig. 4.10). Le differenze tessiturali ma soprattutto quelle petrografiche ci permettono di affermare che le zone sorgente delle due frane sono distinte, pur essendo entrambe ubicate nella Valle di Riedl.



Fig 4.10: tessitura dei depositi nel settore 1: essendo i più vicini all'area sorgente presentano una tessitura a supporto di clasti o parzialmente aperta con abbondanza di blocchi concentrati nella parte alta del deposito.

- Settore 2: San Vito

Questo settore si estende dal paese di San Vito verso valle per una lunghezza di circa 2.5 Km e una larghezza variabile da 50 a 250 metri. In questo caso il corpo è distribuito nel settore centrale e destro (idrografico) della valle di Braies. Probabilmente il tracciato della paleo valle percorsa dalla valanga di roccia era spostato più ad oriente rispetto all'asse attuale. A ovest il corpo detritico si appoggia, seppellendolo in parte, ad un arco morenico del tardoglaciale (vedi inquadramento, probabilmente riconducibile allo stadio di Daun), che ha favorito l'incanalamento del flusso sulla porzione destra della valle; addossati al versante destro si rinvencono detriti di frana in parte ricoperti da coni di origine mista (sezione F-F' in Fig. 4.12) Morfologicamente il corpo è organizzato in *toma*, collinette alte 5/10 metri, con diametri variabili da 10 a 70 metri, molto ravvicinati specie nella stretta di San Vito (fig. 4.11).



Fig. 4.11: i toma di S. Vito di Braies, con interposte zone paludose e torbiere

Nella porzione più a valle (a nord di San Vito) essi risultano più distanziati; negli spazi liberi si sono impostati piccoli bacini palustri e torbiere; inoltre si riconoscono dal telerilevamento paleo alvei abbandonati e "intorbati" generati dalle frequenti migrazioni laterali del Rio Braies, nel tentativo di farsi strada attraverso il grande accumulo. I *toma* sono costituiti da un *diamicton* da *clast a matrix supported* a matrice ghiaiosa, sabbiosa debolmente ciottolosa. Spostandosi lungo il corpo di frana dalla sorgente al piede la tessitura varia da *clast a matrix supported*, la matrice diviene più fine e i blocchi sono in percentuale meno rappresentati. La natura petrografica dei detriti è analoga a quella descritta per il settore 1 ed è il fondamentale criterio di correlazione fra i vari settori. Uno spaccato lungo il torrente Braies mostra la porzione medio bassa dell'accumulo in cui la frazione ghiaioso-sabbiosa è prevalente. Questa osservazione è in accordo con l'organizzazione interna classica di un *rock avalanche* in cui si riconosce generalmente una grossolana gradazione inversa. A monte di San Vito si estende un'ampia zona sovralluvionata imputabile all'azione di sbarramento della frana. Questa piana, debolmente inclinata verso sud, si raccorda nella parte apicale con le superfici dei grandi coni misti della valle di Riedl; nel suo segmento orientale è costituita da depositi lacustri-torbosi. Per indagare questi depositi e datare lo sbarramento è stato effettuato pochi anni or sono un sondaggio a carotaggio continuo nell'ambito del progetto Carg-Foglio 016 Dobbiaco.

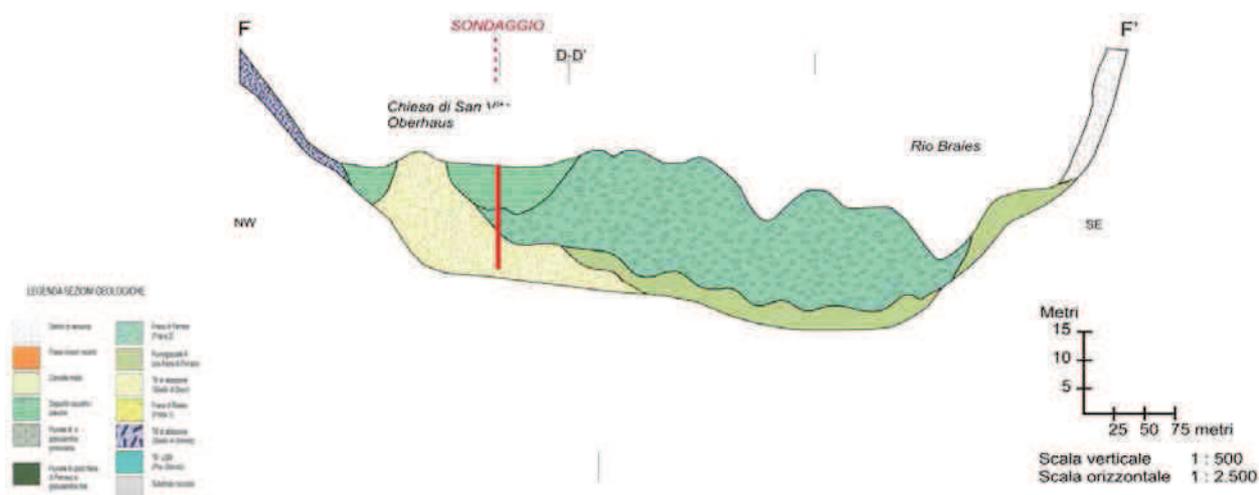


Fig. 4.12 :sezione F-F', per particolari vedi anche Tavola 4.2

Settore 3: Ferrara

Questo settore si estende per un tratto di valle di circa 1600 m con una larghezza che varia da sud a nord da circa 350 m a circa 80 m di quota. Qui incontriamo la porzione più distale del corpo di frana: il deposito è distribuito prevalentemente nella zona centrale e occidentale della valle e sembra curvare decisamente verso sinistra alla confluenza del Rio Stolla in Val di Braies/Prags. E' probabile che il tracciato della paleovalle in cui si è infilata la valanga di roccia in questo segmento mostrasse una netta riduzione di larghezza e una brusca deviazione verso ovest causata dall'imponente conoide alluvionale di rio Stolla. L'accumulo detritico si appoggia direttamente sul versante, a occidente, mentre a oriente si giustappone lateralmente a till tardoglaciali e/o a depositi terrazzati fluvio-glaciali del Rio Stolla (sezione G-G' in Fig. 4.14). Lo spessore della frana, pur essendo sempre sepolto il limite inferiore, dovrebbe passare da 15 metri a monte di Ferrara a 0 nella porzione più distale (appena a nord del campo da Calcio). Morfologicamente il corpo è organizzato in *toma* dalla curvatura molto gentile, meno accentuati rispetto a quelli del settore 2.

Essi si innalzano dalla piana per 2/3 metri e mostrano diametri variabili da pochi metri a 20 m max (fig. 4.13). Nella porzione iniziale (a nord di San Vito) risultano più dispersi, per andare ad infittirsi dall'abitato di Ferrara in poi; come per il settore 2 negli spazi liberi si sono impostati piccoli bacini palustri, torbiere e paleoalvei abbandonati generati dalle migrazioni laterali del Rio Braies e del Rio Stolla. In questo settore le caratteristiche sedimentologiche dell'accumulo sono pressoché identiche a quelle descritte per il settore mediano (San Vito) con un marcato aumento della frazione fine e una tessitura quasi esclusivamente *matrix supported*. Più a valle non sono stati identificati elementi riconducibili all'evento franoso in senso stretto ed è quindi probabile che esso non giungesse fino allo sbocco della valle di Braies in Pusteria.



Fig. 4.13: i toma di Ferrara di Braies

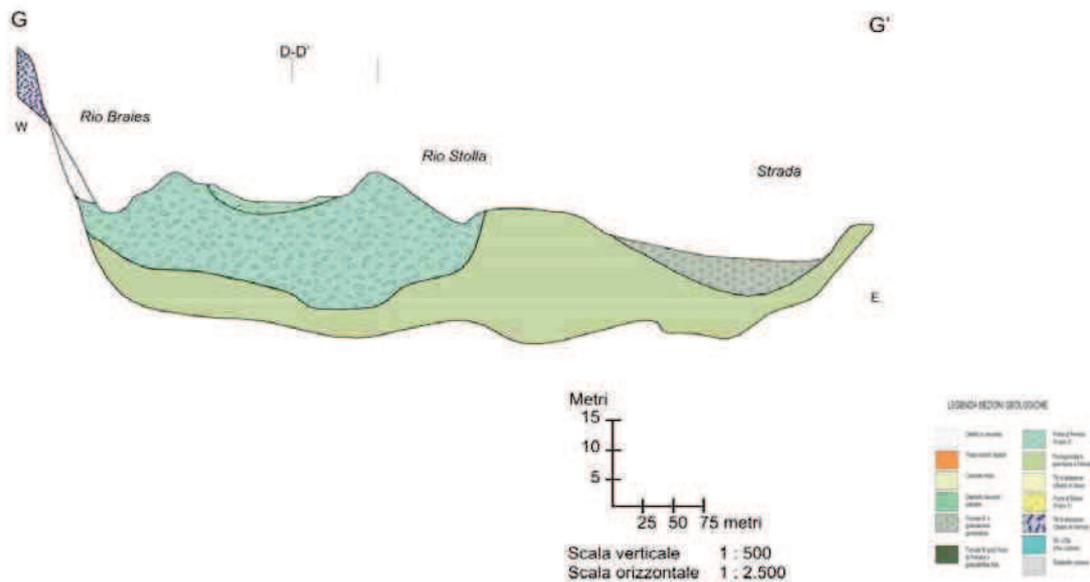


Fig. 4.14: sezione G-G', per particolari vedi anche Tavola 4.2

Zona di distacco

Combinando i dati relativi alla distribuzione del deposito, alle sue caratteristiche sedimentologiche e petrografiche con la ricerca di aree rupestri con elementi morfologici diagnostici, ho individuato l'area distacco nelle creste che chiudono a Ovest Nord Ovest la valle di Riedl. La scarpata principale si estende per

circa 900 metri di lunghezza e 350 di larghezza ed ha uno sviluppo verticale di circa 200 metri (fig. 4.15). La sua geometria è decisamente controllata dalle principali famiglie di giunti dell'area e dall'assetto a frana poggio della successione stratigrafica. Questa nicchia è interessata dagli stessi sistemi di giunti tettonici che interessano la nicchia della frana di Braies posta sul versante opposto della valle di Riedl; anche in questo caso i giunti da alto angolo (con giacitura $20^{\circ}\text{N}/70^{\circ}$, $0^{\circ}\text{N}/60^{\circ}$, $106^{\circ}\text{N}/85^{\circ}$ e $50^{\circ}\text{N}/85^{\circ}$) hanno contribuito a smembrare l'ammasso roccioso, ma, a differenza della frana 1, lo scivolamento della massa dolomitica è avvenuto sui piani di strato della porzione sommitale Fm. del Livinallongo ($185^{\circ}\text{N}/55^{\circ}$). La superficie di scivolamento attualmente è drappeggiata da abbondante detrito e le scarpate di frana mostrano numerose evidenze di lenti movimenti.



Fig. 4.15: vista della probabile area di distacco ad WNW della valle di Riedl. La scarpata principale si estende per circa 900 metri di lunghezza e 350 di larghezza ed ha uno sviluppo verticale di circa 200 metri

interpretazione

Dai dati esposti possiamo sinteticamente concludere che la frana di Ferrara rappresenta un *rock avalanche* che ha coinvolto un volume di circa 27 Milioni di metri cubi di Formazione dello Sciliar staccatosi dalla porzione nord occidentale della valle di Riedl. Il fenomeno è iniziato come uno scivolamento planare lungo gli strati sottili della Fm di Livinallongo (qui a franapoggio) e si è evoluto in una valanga di roccia, capace di percorrere quasi 7,5 km di distanza (Fig. 4.8). Essa ha percorso rapidamente la valle di Riedl, quindi ha deviato verso nord incanalandosi nella paleo valle di Braies/Prags scavata sia entro i depositi della frana di Braies (settore 1) sia entro quelli glaciali e fluvioglaciali Tardoglaciali. In alcuni tratti ove la paleo valle non era abbastanza incisa, i detriti di frana ne hanno occupato il fondo in tutta la sua ampiezza determinando la formazione di successivi depositi lacustri palustri diffusi. La distribuzione del deposito mostra come nel suo tragitto la valanga di roccia abbia incontrato tre ostacoli-stretteie principali (Braies, San Vito e Ferrara) che ne hanno deviato decisamente la traiettoria accentuando nel contempo il carattere impulsivo del processo. In tutti e tre i casi si osserva che a monte dell'ostacolo aumenta lo spessore del deposito, si riduce l'ampiezza areale e i toma (settore due e tre) sono a contatto l'uno con l'altro; a valle degli stessi, invece, i toma sono ben distanziati e formano complessivamente degli pseudo ventagli irregolari. Le osservazioni sedimentologiche sono state determinanti al fine di correlare gli accumuli dei tre settori, per dare sostanza alle osservazioni morfologiche e per distinguere i toma dai lembi relitti di argine morenico. Dal punto di vista crono stratigrafico possiamo dire che la frana è quasi certamente Olocenica, alla luce dei suoi rapporti geometrici con i depositi glaciali, con la Frana di Braies e con i depositi fluvioglaciali già terrazzati al

momento dell'evento. Purtroppo le datazioni sui campioni del sondaggio di San Vito non hanno dato l'esito sperato e sono inattendibili come discusso nel paragrafo successivo.

4.1.4 - Il curioso caso del sondaggio di S. Vito di Braies

Il sondaggio è stato effettuato nell'ambito del progetto CARG PAB- Foglio Geologico 016 Dobbiaco per datare l'inizio del sovralluvionamento della zona pianeggiante alle spalle della chiesa di San Vito, e quindi indirettamente fornire una data minima per la messa in posto dell'accumulo responsabile dello sbarramento stesso. Il sondaggio è stato effettuato a carotaggio continuo e il *log* mostra tre litofacies ben distinguibili (vedi log in fig. 4.16) . Ad una prima analisi il *log* sembrava di facile interpretazione anche alla luce della buona mappatura dei corpi superficiali. Dal basso: *till* (espressione profonda del cordone morenico di San Vito a monte del quale abbiamo eseguito il sondaggio); corpo detritico esclusivamente di dolomie (messo in posto dal *rock avalanche* di Ferrara e/o da *debris flow* successivi ad esso); deposito palustre (espressione dell'avvenuto sbarramento).

Sono state eseguite delle analisi sul C14 nei campioni BRAIES 1-2-3 per inquadrare cronostatigraficamente la successione:

BRAIES-1 :30420 +210/-200 BP

BRAIES-2 : 29470 ± 170 BP

BRAIES-3: 34040 +340/-320

Queste datazioni farebbero ricadere il deposito palustre in un intervallo addirittura precedente all'ALGM, uno scenario non compatibile con il contesto geografico e geologico geomorfologico in cui si inserisce il deposito, posizionato al centro di una valle Alpina, su cui transitarono nell'ultimo pleniglaciale più di 1000 metri di spessore di ghiaccio e testimone di più avanzate di lingue glaciali durante il Tardoglaciale. Inoltre, l'assenza di un qualsivoglia deposito al tetto della successione palustre (glaciale, torrentizio o anche detritico) rende ancora più improbabile il quadro che emerge dai dati analitici.

Incuriositi e scontenti abbiamo campionato nuovamente la successione (Braies 5-6-7) , cambiando laboratorio di riferimento quasi sperando nell'errore tecnico-umano, scegliendo alcuni campioni in posizione analoghe alla prima campionatura, altri sottostanti al corpo detritico dolomitico. I risultati hanno sostanzialmente confermato i risultati della prima campagna:

BRAIES - 5 : 28600 ± 250

BRAIES - 6 : 40635 ± 700

BRAIES - 7 : 43513 ± 630

I nostri sforzi a questo punto si concentrano sulla ricerca di possibili cause di un invecchiamento isotopico dei campioni stimabile a nostro parere in almeno 15.000 – 20.000 anni a seconda dei campioni considerati. Dallo studio bibliografico è emerso che l'invecchiamento è generalmente dovuto all'immissione nel sistema di C geologico (già del tutto decaduto in C12e C13), che fa ridurre la concentrazione relativa del C14. Ma entrambi i laboratori per tutte le 6 analisi hanno effettuato correttamente i trattamenti per eliminare il C di origine detritica-geologica

.. Il contenuto in carbonio del residuo alcalino, calcolato dalla pressione di CO₂ è risultato di 1.9 %, 2.4 %, e 2.0 %,rispettivamente. A queste concentrazioni relativamente alte l'analisi C-14 non dovrebbe essere sensibile alla possibile contaminazione da parte di carbonio morto proveniente da materiale rimobilizzato, pertanto le età ottenute si possono considerare affidabili....(estratto relazione laboratori analisi)

Inoltre dalla letteratura si evince che l'immissione di carbonio detritico nel sistema comporta invecchiamenti decisamente più ridotti (qualche migliaio di anni al massimo). Esiste però un altro e molto più raro caso di invecchiamento isotopico dei campioni che non è collegato all'inquinamento del campione per somma meccanica del carbonio nel detrito, bensì alla concentrazione di C¹³-¹² anomala originale nella stessa acqua di falda della palude in cui crescono e si sviluppano gli organismi (alghe verdi) . Questi ultimi sono cioè in equilibrio con un sistema già inquinato in partenza "alla fonte" e fissano mediante fotosintesi la CO₂ dell'acqua di falda isotopicamente più vecchia della contemporanea atmosfera. Questo modello presuppone che le acque di falda siano molto alcaline ed effettivamente la palude è alimentata da un piccolo bacino idrogeologico (in sx del T. Braies) in cui affiora estesamente la Fm a *Bellerophon* composta da alternanze di evaporiti e livelli carboniosi scuri del Permiano Superiore. Pertanto la causa dei risultati analitici tanto difforni dal contesto geologico stratigrafico ricostruito dai dati di superficie è ascrivibile al particolare e raro processo di invecchiamento isotopico della sostanza organica diffusa nel deposito. Se così non fosse questo sondaggio potrebbe aprire scenari interessanti e sconvolgenti per cui la Valle di Braies, posta al centro della catena Alpina, sarebbe stata incredibilmente preservata (o mai attraversata) da lingue glaciali durante l'ultima glaciazione e non avrebbe registrato alcun processo deposizionale negli ultimi 30.000 anni. Per verificare del tutto l'attendibilità del modello proposto verranno eseguite prossimamente per conto de Servizio Geologico della Provincia di Bolzano delle analisi C 14 nella parte alta della successione e analisi geochemiche nell'acqua di falda.

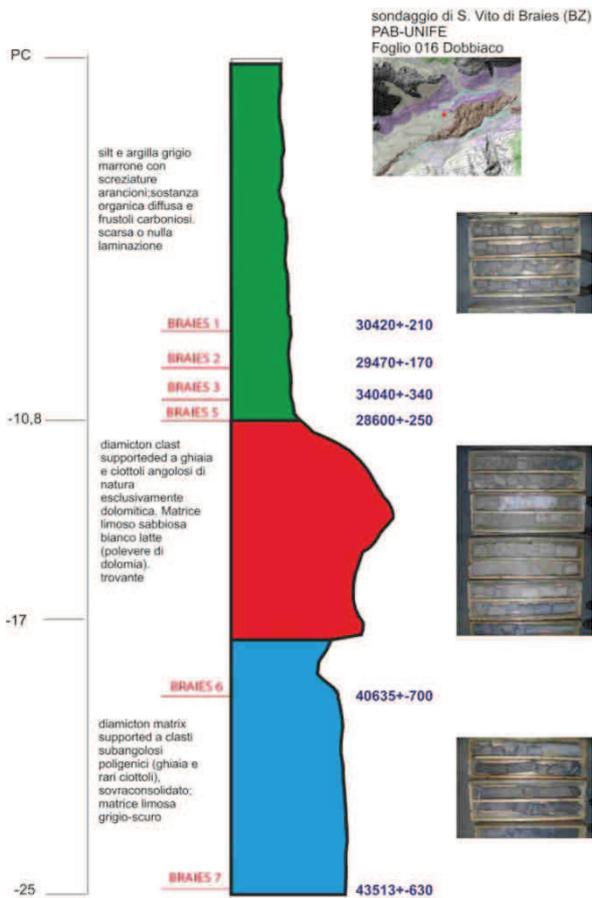


Fig. 4.16: Log della successione attraversata dal sondaggio di San Vito, con la posizione dei campioni e le datazioni C14.

4.2 - Il Rock avalanche di Palafavera

Altri corpi geologici quaternari geneticamente ambigui sono concentrati nella Alta Val di Zoldo. Si tratta di potenti corpi di materiale sciolto che sbarrano la valle in località Palafavera/Pecol. Gli autori che precedentemente avevano lavorato in quest'area li avevano classificati in modo diverso: Per Castiglioni (1964) e per Del Longo e Pellegrini (2001) essi hanno origine glaciale, per Moscariello (1990) si trattava invece di paleofrane (fig. 4.17).

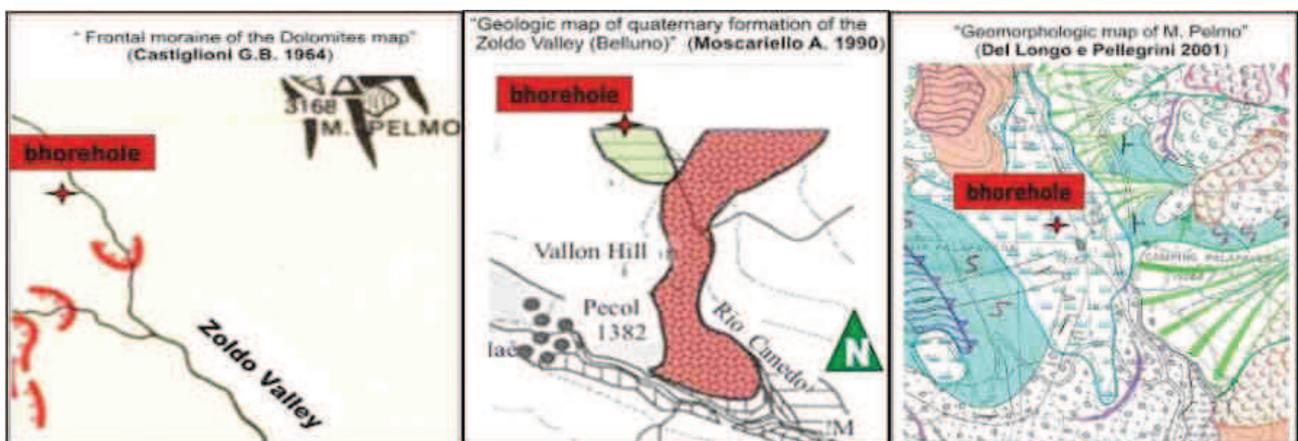


Fig. 4.17: Differenti interpretazioni dei depositi quaternari di Palafavera (BL).

Per derimere una volta per tutte la disputa ho condotto insieme al laureando Eric Garlet un rilevamento di dettaglio dell'area (scala 1:5.000), una serie di indagini approfondite a carattere sedimentologico sull'accumulo e sulla potenziale area sorgente. Inoltre ho seguito e ho utilizzato i dati di un sondaggio realizzato dalla Regione Veneto nell'ambito del Progetto CARG Foglio 029 Cortina D'Ampezzo effettuato nell'area palustre a monte dello sbarramento (Palù di Palafavera), che ha fornito dati importanti al fine di inquadrare cronostatigraficamente la messa in posto del corpo detritico.

4.2.1 - Inquadramento

L'assetto generale dell'area di studio è caratterizzato dalla presenza del massiccio dolomitico del M. Pelmo che con una base a circa 2000m si eleva, con ripidi pareti, alla cima posta a 3159 m. (fig. 4.18) Questo monte si compone di una seconda cima, il M. Pelmetto (2986 m), separata dal M. Pelmo da una profonda spaccatura di direzione Nord-Sud, detta Fessura, che ne caratterizza fortemente l'aspetto. I due versanti compongono la testata di due valli: La Val Fiorentina ad occidente, e la Val di Zoldo a meridione, quest'ultima oggetto di questo approfondimento. Le due valli costituiscono i bacini di due torrenti, il T. Fiorentina ed il T. Maè, che vanno ad alimentare rispettivamente il T. Cordevole ed il F. Piave. Il versante meridionale, quello in cui è ubicata l'area di studio di Palafavera-Mareson, è articolato da una serie di dorsali, allungate in direzione NW-SE, composte dal M. Penna (2196 m) e dal Sasso di Formedal (1968 m); il versante sud-occidentale è invece caratterizzato dalle falde detritiche che interessano sia il bacino del T. Maè che quello del T. Fiorentina. L'intera zona, che comprende la parte meridionale del M. Pelmo e M. Pelmetto e le loro falde detritiche, è all'interno dei comuni di Zoldo Alto, Forno di Zoldo e Vodo di Cadore.

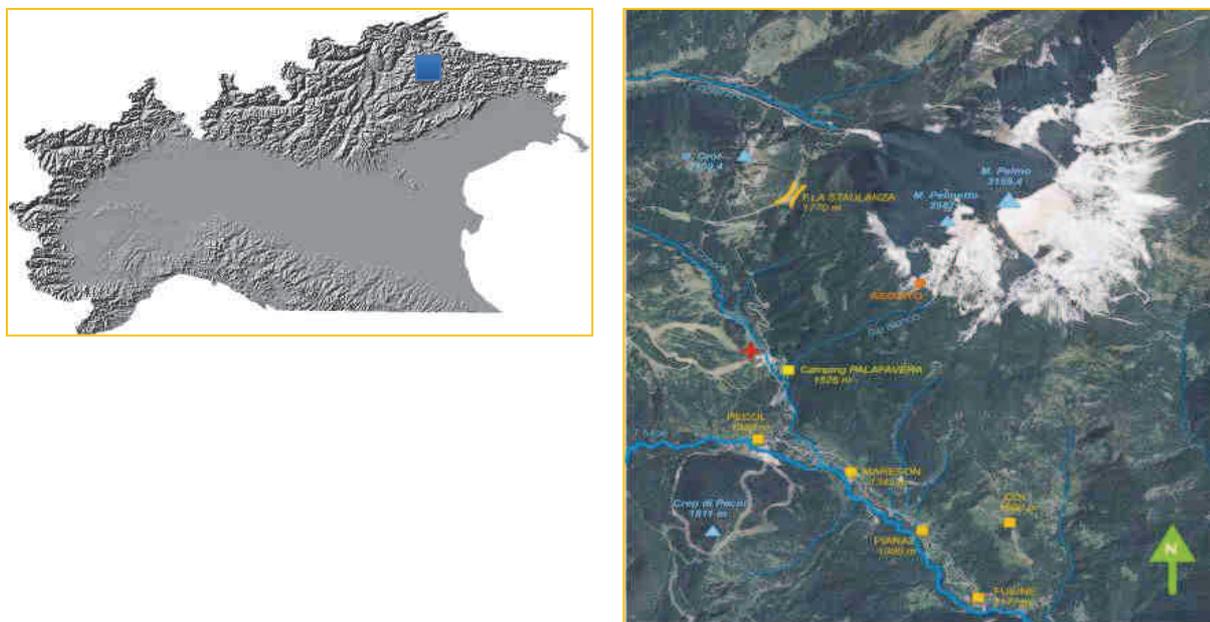


Fig. 4.18: Inquadramento geografico dell'area di Palafavera - Alta Val di Zoldo (BL).

Le rocce che caratterizzano l'area documentano un'eterogenea successione di sedimenti carbonatici e terrigeni, di depositi vulcanici e vulcanoclastici, depositatesi in un periodo che va dal Triassico medio al Giurassico inferiore. La complessa storia deposizionale che è registrata qui, si esprime in una successione stratigrafica caratterizzata da rocce molto diverse fra di loro, anche dal punto di vista litotecnico. Le

formazioni cartografate sono (in ordine cronologico): la formazione del Fernazza (IMF), la Formazione di Wengen (WEN), la Formazione di San Cassiano (SCS), la Dolomia Cassiana (DCS), la formazione di Heiligkreuz (HKS), la formazione di Travenanzes (TVZ), la Dolomia Principale (DPR) e il gruppo dei Calcari Grigi (CG) (fig. 4.19). L'assetto strutturale dell'area studiata è dato da un'ampia sinclinale (sinclinale del Pelmo), con asse orientato E-O, disturbata da una serie di piccoli sovrascorrimenti a basso angolo testimoniati la fase dinarica e riattivati durante la fase cosiddetta Valsuganese (fig. 4.20). Questo assetto strutturale è infine tagliato da un fitto reticolo di faglie e fratture subverticali ad alto angolo a cinematica trascorrente, a volte transpressiva di direzione N/NE-S/SO e N/NO-S/SE. E' questo il caso della linea della Fessura che separa il M. Pelmo dal M. Pelmetto.

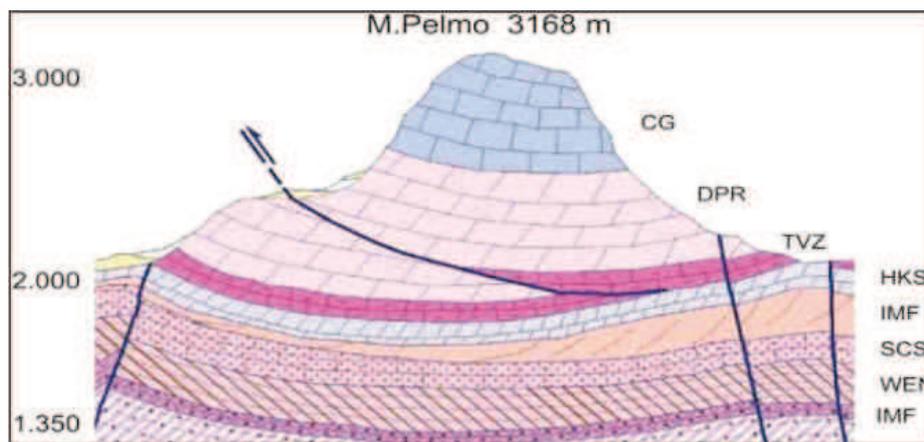


Fig. 4.19: Successione stratigrafica affiorante nell'area del Pelmo (modificato da Neri et alii, 2007).



Fig. 4.20: sovrascorrimenti a basso angolo alla base del M. Pelmo

Nel territorio del M. Pelmo, la dipendenza delle forme del rilievo dalla struttura, intesa sia in senso attivo (forme tettoniche) che in senso passivo (forme strutturali), è molto stretta. Le zone altimetricamente più elevate, caratterizzate dalla presenza di litotipi compatti, hanno mantenuto un assetto sinclinalico legato principalmente all'attività tettonica dovuta all'orogenesi alpina. La conservazione di lembi di scogliere carniche ha in parte preservato alcuni settori dall'attività esogena, dando così origine a delle dorsali allungate in direzione Nord-Sud. Le zone altimetricamente meno elevate sono scavate entro le unità anisiche, ladiniche bacinali e vulcanoclastiche, più facilmente affette dai fenomeni d'erosione glaciale e fluviale.

Depositi glaciali e storia glaciale dell'Alta Val di Zoldo

L'efficienza dell'azione di modellamento da parte dei ghiacciai, sulla morfologia del paesaggio nel territorio è testimoniata dall'abbondanza di forme legate sia a processi di erosione che a processi di deposizione glaciale che, nel loro insieme, hanno caratterizzato i tratti essenziali di un'ampia fascia altimetrica che va dai 1550 m del fondovalle alle parti sommitali del M. Pelmo.

Nell'area si riconoscono le seguenti litofacies di origine glaciali:

- *till* di alloggiamento: è composta da materiale generalmente di origine mista, sia alloctona che autoctona. È distinguibile una matrice siltoso-argillosa con una frazione ghiaiosa in percentuale variabile, in cui sono dispersi frammenti rocciosi eterometrici di diverse litologie, comunque meno erodibili, che hanno dato origine a ciottoli striati poligenici, la cui forma può essere da leggermente smussata a sub-arrotondata. Affioramenti di questa tipologia si rinvengono estesamente lungo il versante compreso tra gli abitati di Mareson e Pianaz (parzialmente sommersi da depositi di origine gravitativa) ed infine in località Coi.
- *till* di ablazione o di fusione, è caratterizzato dalla presenza di una matrice ghiaioso-sabbiosa nettamente subordinata ai blocchi da decimetrici a plurimetrici. L'espressione morfologica di questi depositi sono argini morenici abbastanza continui sia laterali sia frontali che permettono di perimetrare al meglio l'estensione delle lingue glaciali che durante il tardoglaciale, hanno attraversato il territorio in esame. In particolare i lembi di argini morenici frontali e laterali riconosciuti in val Maè raccontano la storia tardi glaciale fatta di almeno 3 fasi distinte di avanzamento e stazionamento della lingua alimentata dagli estesi orientali versanti del M. Civetta. Il deposito presenta tessitura variabile da *matrix supported* a *clast supported* al diminuire della distanza dalla zona di origine. Allo stesso modo si riduce il grado di arrotondamento dei clasti. Altri argini morenici ancora ben conservati riconducibili alle ultime fasi del glacialismo tardi glaciale sono ubicati nella zona Delle Mandre e Col delle Crepe fino a quota 2100-2200 m (vedi Tav. 4.3): questi sono stati messi in posto dai ghiacciai di nevaio locali del Pelmo e sono pertanto composti essenzialmente da clasti monolitologici e angolosi *clast supported*.

Dalla distribuzione di tali depositi, degli argini morenici e delle forme di erosione si può tracciare la seguente storia glaciale dell'alta Val di Zoldo: durante l'ultima massima espansione glaciale, l'alta Val di Zoldo fu interessata sia da masse glaciali che prendevano origine dai vari massicci montuosi circostanti M. Pelmo e M. Civetta (ghiacciai locali), sia da masse più imponenti che, ricoprendo interamente le valli, fluivano secondo una generale direzione SSE. Nello specifico, le falde meridionali del M. Pelmo erano interessate dal ghiacciaio del T. Maè, che veniva alimentato da masse di ghiaccio transfluite dalla Val Fiorentina presso Forcella Staulanza e dalla valle del T. Cordevole presso Forcella d'Alleghe, e fluiva nella

direzione di Longarone. La sintesi dei dati rilevati nella zona settentrionale del M. Pelmo permette di porre il limite altimetrico raggiunto dai ghiacciai, che transitarono lungo la Valle del Boite e lungo la Val Fiorentina durante l'ultima massima espansione glaciale, ad una quota compresa fra 2130 e 2140 m. L'analisi delle tracce lasciate dal passaggio di masse glaciali sul M. Crot (2169), situato ad occidente del M. Pelmo, porta a ritenere che la forcella di quota 2090 m (posta fra le due cime che compongono il rilievo) fosse interessata solamente da modesti fenomeni di transfluenza, mentre sul versante meridionale del M. Pelmo, in località Le Mandre (1889 m), sono presenti una serie di cerchie moreniche che per la loro quota, forma e dimensione possono essere associate a fasi successive all'ultima massima espansione Würmiana locale ALGM. Fra queste però, in prossimità del lato orientale della Fessura, si trova un deposito morenico di grosse dimensioni che culmina a quota 2090 m. Dall'insieme di queste considerazioni si può desumere che, nella zona meridionale, l'elevazione altimetrica raggiunta dai ghiacciai che transitavano lungo la valle del Boite e lungo la valle del Maè, durante l'ultima massima espansione glaciale, può essere posta fra quota 2090 m e quota 2070 m. Correlando i risultati ottenuti nel settore settentrionale con quelli del settore meridionale del M. Pelmo, si può osservare un abbassamento della superficie dei ghiacciai, spostandosi verso Sud, da un minimo di 40 m ad un massimo di 70 m; quindi il limite altimetrico raggiunto dai ghiacciai Würmiani doveva lambire, su entrambe i versanti, i piedi delle ripidi pareti del M. Pelmo (Moscardello *et alii*, 1993). Nel Tardoglaciale inferiore si assiste anche in questa zona ad un marcato ritiro delle masse glaciali che si ridussero decisamente di volume e si impostò un regime deposizionale paraglaciale con la messa in posto di potenti successioni di "contatto glaciale". Successivamente, si ebbero oscillazioni positive dei ghiacciai che hanno messo in posto alcuni sistemi di morene vallive di circo, suddividibili in due gruppi simili per tipologia, posizione stratigrafica e distribuzione lungo l'asse vallivo a quelli inseriti nelle unità PGD1 e PGD2 nell'Alta Pusteria. In assenza di datazioni precise però, applicando esclusivamente i metodi paleoglacologici sono state in questo lavoro attribuite al Tardoglaciale Medio (fase di raffreddamento coincidente con l'Heinrich Event, l'Oldest Dryas e) e al Tardoglaciale Superiore (Dryas Superiore). In Val D'Arcia, poco a nord dell'area rilevata, si osservano evidenti testimonianze della ripresa del glacialismo durante la P.E.G.

4.2.2 - Rock avalanche di Palafavera

Distribuzione dei depositi

L'estensione areale del territorio interessato dal fenomeno è di circa 2 km², i depositi riconducibili alla dinamica occupano però in totale circa la metà di questa superficie. Essa presenta un range d'inclinazione piuttosto vario (dai 3° di Pecol, ai 10° subito sotto la piana di Palafavera, fino alle pareti del Pelmetto) e copre un dislivello di circa 700 m, calcolato dalla base della parete di distacco all'unghia dell'accumulo, grosso modo coincidente con l'attuale confluenza del Rio Canedo con il T. Maè (1330), presso Pecol.

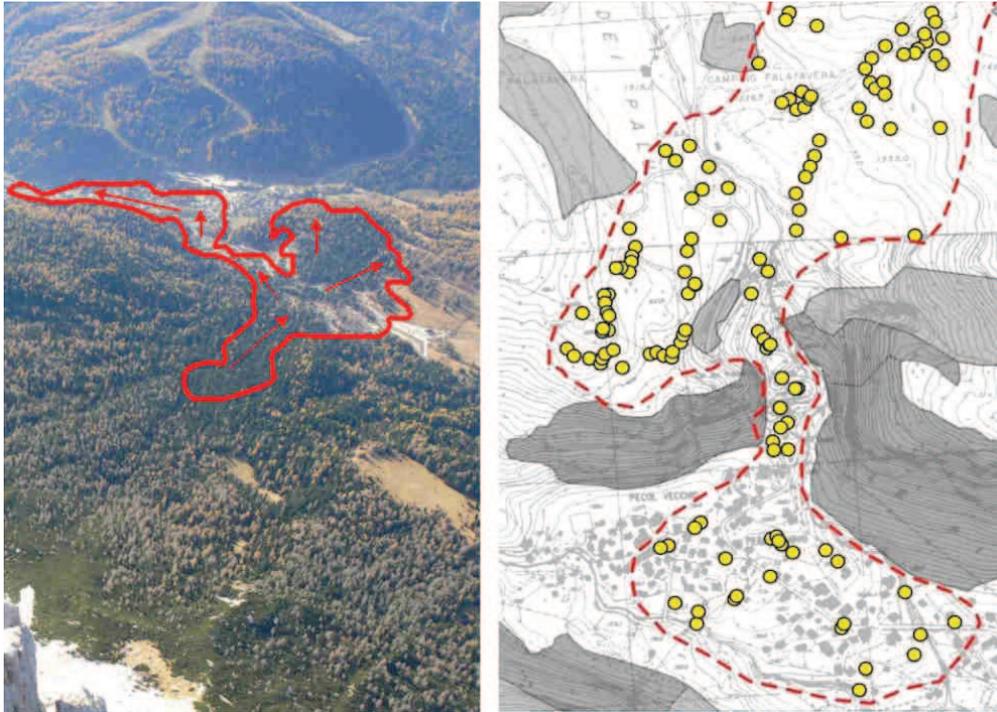


Fig. 4.21: a sx, vista da elicottero, da NE, dell'area di accumulo; a dx, particolare della zona di accumulo con plottati i blocchi e megablocchi censiti con GPS.

La morfologia della zona è molto irregolare, con rotture di pendenza improvvise, continue depressioni e dossi che indicano la presenza di materiale eterometrico al di sotto della cotica erbosa. Ciò è più evidente nelle aree in cui i megablocchi sono affioranti o sub affioranti e concentrati, come nella zona a monte del campeggio di Palafavera, in sinistra idrografica del Rio Canedo, sul Col Valon, dove il materiale è risalito, lungo i tornanti che collegano la località Palafavera con Pecol e nell'abitato stesso, anche se qui è più evidente il rimaneggiamento antropico (fig. 4.21). Nelle aree più a monte (oltre quota 1600m), sono più marcati altri segni di fenomeni gravitativi successivi, come piccoli colamenti, scivolamenti rotazionali e *debris flow*.

Lo spessore ipotizzabile varia da pochi metri fino a circa 50 m; al di sopra del Col de Valon il deposito è spesso al massimo 25 m. Il limite inferiore è con il substrato pre-quadernario e con i depositi fluvio-glaciali del Rio Canedo e del T. Maè, mentre superiormente il corpo è limitato o dalla superficie topografica, o dai depositi palustri che poggiano in *onlap*, o da corpi di frana e *debris flow*, scesi successivamente lungo il Rio Bianco nell'area di Palafavera. Qui, in particolare, il corpo ha sicuramente sbarrato il Rio Canedeo creando un sovra-alluvionamento della piana ed è risalito quindi per svariate decine di metri lungo il versante opposto (Col Valon). Le evidenze morfologiche dell'avvenuto sbarramento ad opera del corpo di frana non mancano: a monte del Col Valon, si estende la piana palustre di Palafavera (Pian di Palui) e il corso del Rio Canedo riduce decisamente la sua pendenza

Sedimentologia dell'accumulo

Tutto il corpo è un *diamicton*, caratterizzato dall'abbondanza di megablocchi concentrati nelle porzioni superiori, quindi più superficiali. La tessitura varia da *matrix supported*, nelle porzioni inferiore e media, a *clast supported* e parzialmente aperta in quelle sommitali. La matrice è costituita da sabbie e ghiaie e

ciottoli in cui flottano blocchi e megablocchi; tutti i clasti sono angolosi e di natura litologica esclusivamente dolomitica di pertinenza del M. Pelmetto (DPR) (fig. 4.22).



Fig. 4.22: a sx, megablocchi di DP lungo i tornanti da Palafavera a Pecol, a dx dettaglio tessitura del corpo nella parte medio-basale

Il deposito mostra nelle parti inferiori un buon grado di addensamento e appare a tratti cementato. La tessitura nella parte adiacente al corso del rio Canedo appare *clast supported*, a causa dell'azione dilavante dello stesso torrente. Nel complesso è presente una grossolana gradazione inversa a grande scala, con aumento di megablocchi (maggiore del cinquanta per cento) verso l'alto. La gradazione inversa a grande scala è una delle caratteristiche tipiche dei depositi di *rock avalanche* ed è stata da noi verificata oltrechè con la mappatura dei megablocchi e con l'osservazione diretta sulle superfici esposte con comparatori visivi, effettuando delle analisi granulometriche sia in campagna che in laboratorio su 4 campioni estratti in posizione stratigrafica all'interno del corpo rispettivamente basale (CP3); mediana e alta (CP1 e CP1b) e subsuperficiale (CP2). Per tutti sono state effettuate inizialmente delle suddivisioni granulometriche in campagna, ricavando il peso e quindi la percentuale totale riferita al peso totale di campione, di tre diverse classi dimensionali: blocchi ($0,06\text{m} < \varnothing < 0,5\text{m}$), ghiaia molto grossa ($0,04\text{m} < \varnothing < 0,06\text{m}$) e ghiaia+sabbia+fango ($\varnothing < 0,04\text{m}$); di questa ultima classe del campione è stata portata una porzione rappresentativa in laboratorio, utilizzando la procedura di quartatura, e sono state effettuate poi prevalentemente analisi per setacciatura, utilizzando setacci della serie ASTM (ditta Giuliani) . Per il campione CP3 (basale), vista l'abbondanza di fine è stata effettuata anche un'analisi con il sedigrafo.

Posizione stratigrafica interna al corpo	Campioni	Massi e Grossi blocchi ($\varnothing > 0,6\text{m}$)	Blocchi ($0,5 > \varnothing > 0,06\text{m}$)	Ciottoli	Ghiaia	Sabbia	Limo+Argilla
Subsuperficiale	CP2	26	23,96	14,93	31,73	2,71	0,3
Medio-alta	CP1+CP1B	18	19,47	13,97	39,26	8,88	0,3
Basale	CP3	4	5,26	4,02	59,32	16,64	10,72

Dati granulometrici riassuntivi per ogni finestra di campionamento. Si osserva chiaramente una riduzione delle frazioni granulometriche fini e un concomitante aumento di quelle grossolane salendo stratigraficamente nell'accumulo.

4.2.3 - Il sondaggio di Palafavera

Come già detto è stato effettuato un sondaggio a carotaggio continuo per definire la profondità della paleovalle del Rio Canedo, le caratteristiche sedimentologiche della successione palustre-lacustre postfrana e per tentare di datare l'evento responsabile dello sbarramento stesso.



ubicazione sondaggio di Palafavera (stellina in rosso)

Dal log di figura 4.24 si deduce che il substrato roccioso è posto 43 metri sotto il piano campagna ed è costituito dalle peliti e micro conglomerati della Fm. di Wengen. Al di sopra poggiano 3 metri di limi e argille scuri con screziature arancio, con rari clasti ghiaiosi molto alterati e arrotondati. La genesi di questi depositi suscita ancora numerosi dubbi, ma l'ipotesi più accreditata è che si tratti di alteriti pre-LGM del substrato roccioso: il campione Zoldo 1 prelevato a 40,80 m dal piano campagna, di cui è stata analizzata la sostanza organica diffusa (BULK), ha dato un risultato - 35670+/-1000BP non calibrato. A -40 metri dal pc la sedimentologia del deposito cambia bruscamente e si passa a delle ghiaie ciottolose e sabbie ben classate a clasti arrotondati riconducibili alle alluvioni del Rio Canedo. A questo intervallo (2,6m) di alta energia indicato in viola si sovrappongono in modo netto depositi di bassa e bassissima energia che costituiscono l'intero log sino al pc. Nel dettaglio si tratta di un'alternanza di diamicton matrix e clast supported, con limo e ghiaia sabbiosa, ciottoli e rari resti vegetali, interposti a livelli torbosi (al tetto, posto a 4m dal p.c.) e da un'alternanza di corpi limosi ghiaiosi e limosi argillosi, con all'interno resti vegetali (alla base, a 15m p.c.). Da notare che i livelli torbosi aumentano verso l'alto, così come la percentuale di sostanza organica presente nel deposito sia in forma diffusa che di veri e propri frustoli, resti lignei e interi tronchi. Il primo resto ligneo databile con buon grado di sicurezza è stato prelevato a quota -32,5 metri pc (Zoldo2) ed ha datato la parte inferiore (non proprio la base posta a -36 metri pc) della successione di bassa energia 8810+/-70 BP (Olocene Inferiore).

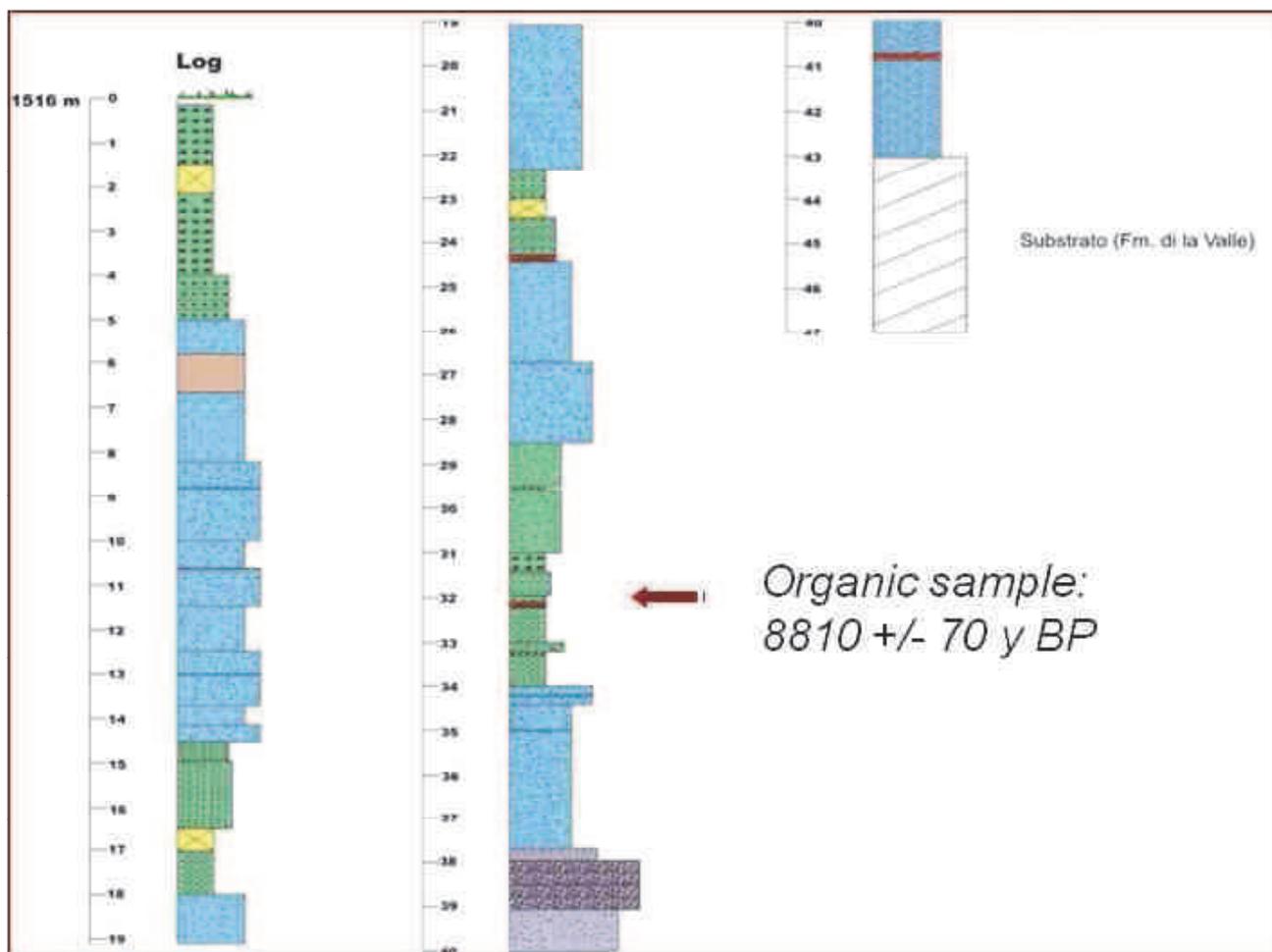


Fig. 4.24: log del sondaggio di Palafavera con posizionato il livello datato.

Quest'ultimo dato di laboratorio conferma definitivamente la genesi per frana di tale accumulo, già ampiamente documentata dalle sue proprietà sedimentologiche e morfometriche. Non sono infatti conosciuti nell'Arco Alpino argini morenici a quote tanto basse inquadrabili nell'Olocene Inferiore. La messa in posto è avvenuta secondo un fenomeno di *rock avalanche* che ricade cronologicamente in un intervallo di tempo, il Preboreale, in cui si osserva una evidente concentrazione di fenomeni analoghi nell'area Alpino Dolomitica e un'altrettanto evidente impennata nella curva delle temperature GRIP. Anche grazie a questo lavoro l'ipotesi che i sistemi deposizionali di versante Dolomitici e Alpini in generale, rispondano e con tempi di risposta brevi, dell'ordine di poche decine max centinaia di anni, alle variazioni climatiche su scala globale, appare fondata. Questo fatto deve far riflettere circa la possibilità che si intensifichino i processi di versante, con fenomeni anche di magnitudo notevoli come i *rock avalanche*, nel periodo in cui viviamo caratterizzato da un marcato innalzamento termico. Dall'altro lato Il riconoscimento e la datazione della frana di Palafavera va ad integrare e ad arricchire le ricerche sviluppate da vari importanti gruppi Italiani ed esteri che tendono a verificare se e come le grandi frane possano essere utilizzate come indicatori di variazioni climatiche dal Tardoglaciale ad oggi (Borgatti & Soldati, 2010);(Soldati, Corsini, & Pasuto, 2004).

5. Discussione e Conclusioni

I ghiacciai sono indicatori climatici molto sensibili rispondendo rapidamente a cambiamenti sia di temperatura sia del regime di precipitazione (Kerschner, 2005; Oerlemans, 2005; Orombelli, 2007). Da più di 100 anni i ghiacciai alpini sono studiati attraverso molteplici approcci. Le ricerche nell'area Alpina s.s. si sono giocoforza prevalentemente concentrate sull'evoluzione dei sistemi più recenti, ovvero sulle forme e depositi relativi all'ultima oscillazione glaciale-interglaciale (Würm Superiore) per ovvi motivi circa la qualità e la quantità degli affioramenti e la freschezza delle forme. La storia glaciale precedente è studiata nelle aree periferiche della catena (fascia pedemontana, zona di anfiteatro, zona alta delle pianure) laddove la minore energia del rilievo e dei processi erosivi-deposizionali e la concomitante maggiore disponibilità di spazio di accomodamento dei sedimenti ha permesso la preservazione di sedimenti e morfologie più antiche. Le prime importanti ricostruzioni del glacialismo alpino Würmiano, con deciso significato climatostratigrafico, si devono a Penk e Bruchner che nel loro monumentale lavoro pubblicato fra il 1901 e il 1909 ne definirono un quadro cronostratigrafico relativo che, per quanto affinato, rivisto e approfondito negli anni, rimane tutt'ora un validissimo termine di confronto con cui i quaternaristi alpini hanno piacere e devono confrontarsi. I due sommi studiosi, su basi prevalentemente morfostratigrafiche (distribuzione altimetrica dei depositi glaciali e, soprattutto, delle morene laterali e terminali) accertarono che:

- durante le fasi di culminazione del Würm 3 la massa glaciale ricopriva quasi interamente le vallate Alpine con una quota ad esempio del ghiacciaio atesino di 2000 m s.l.m. presso Bolzano e di circa 1650 metri s.l.m. a Trento. Lavori successivi di Castiglioni (1940), Habbe (1960) e Van Husen (1987) non hanno sostanzialmente modificato questa ricostruzione.
- durante la deglaciazione, il ritiro e lo smantellamento delle grandi lingue glaciali verso il centro della catena e le posizioni che occupano attualmente, non è stato continuo e graduale, bensì interrotto da una serie di temporanee avanzate (stadi) corrispondenti ai set di morene che via via si incontrano percorrendo le valli alpine dalla zona pedemontana (massima avanzata negli anfiteatri) ai circhi sommitali e al numero-ordine di terrazzi identificabili nelle principali valli trasversali (per esempio nella Valle dell'Inn in Austria). Identificarono 5 stadi chiamati, dal più vecchio al più giovane, *Bhül*, *Steinach*, *Gschnitz*, *Daun* e *Egesen*. Questi stadi corrispondono secondo i due Autori, ad altrettante oscillazioni climatiche. Infatti, uno stadio è rappresentato dai depositi e le forme messe in posto da una lingua glaciale stabilizzata, in equilibrio con le condizioni climatiche e non quindi influenzata da avanzamenti per ragioni meccaniche e locali.

A partire dalla stratigrafia climatica glaciale presentata da Penk e Bruchner, molti gruppi di ricerca iniziarono a rilevare in dettaglio di apparati morenici nelle Alpi e un'ampia varietà di metodi è stata utilizzata per assegnare singole morene o interi sistemi morenici e depositi paraglaciali connessi a uno di questi stadi o substadi, inserendole in un quadro stratigrafico relativo. Fra questi metodi ricordiamo: il posizionamento topografico e morfostratigrafico delle morene, l'analisi geomorfologica e sedimentologica delle morene (forma, freschezza, dimensione dei blocchi, granulometrie, natura petrografica, etc.), determinazione dell'ELA (*Equilibrium Line Altitude*) e calcolo della sua variazione rispetto a quella della PEG (Δ ELA). Partendo dall'assunto che i ghiacciai con lo stesso valore di Δ ELA e le stesse caratteristiche morfologiche ubicate in uno stessa regione climatica siano coevi, si è affermata via via un sequenza cronologica relativa di famiglie di morene. Purtroppo i dati cronostratigrafici assoluti di queste avanzate è rimasto fino a pochi anni fa fragile e debole. La datazione di queste famiglie di morene è sempre stato impegnativo se non impossibile in quanto il metodo del Radio Carbonio è raramente applicabile (sostanza organica scarseggia) e retrocedendo nel tempo, la sua risoluzione diviene troppo approssimativa. Recentemente numerose campagne in tutte le Alpi sono volte a superare questo problema fondamentale puntando a ricostruire con sempre maggior dettaglio i *pattern* di deglaciazione delle vallate alpine e ad ancorarli cronostratigraficamente in maniera assoluta mediante tecniche innovative. Tale processo scientifico è il presupposto necessario per verificare *in primis* il grado di sincronità dell'evoluzione dei sistemi deposizionali continentali su scala alpina durante l'ultima transizione glaciale interglaciale e per valutare se e come questi ultimi abbiano risposto alle variazioni climatiche a scala più ampia identificate

con precisione attraverso metodi isotopici e palinologici su successioni continue (carote di ghiaccio, successioni marine, successioni lacustri). Ad oggi, pur restando ancora un "*work in progress*" i risultati sono notevoli: sono stati individuati un numero maggiore di stadi glaciali Tardoglaciali rispetto a quelli storicamente riconosciuti; alcuni di quelli storici (Bhul-Steinach) sono stati reinterpretati come episodi locali controllati esclusivamente da ragioni meccaniche perdendo la connotazione necessaria ad essere definiti stadi; la suddivisione in stadi originale è stata in buona parte confermata ma non il loro posizionamento cronostratigrafico; alcune e più marcate avanzate glaciali Tardoglaciali in tutto il panorama Alpino sono sostanzialmente sincrone e frequentemente corrispondono alle oscillazioni climatiche a scala millenaria globale registrate nel Nord Atlantico (IRD) e nelle carote di ghiaccio (GISP e GRIP).

Gli studi più recenti coprono un'ampia area geografica focalizzandosi sia sulle fasce pedemontane, di alta pianura e di anfiteatro, sia sulle grandi valli della fascia esterna e interne della catena: gruppi di ricerca Italiani si sono concentrati prevalentemente sulle analisi di successioni lacustri-palustri-alluvionali dell'area pedemontana, di anfiteatro e dell'alta pianura e delle valli periferiche, mentre gruppi Svizzeri, Austriaci e Francesi sono per ora più concentrati nella parte alta della catena. La vera svolta di tutti, a prescindere dal contesto e dalle tecniche utilizzate, è il grande dettaglio a cui operano, e il fatto che utilizzino analisi multispettrali e approcci multidisciplinari. Purtroppo mancano analoghi studi nell'area Alpino Dolomitica e questo lavoro vuole fornire un importante step in tal senso.

Presentiamo ora sinteticamente un quadro dell'evoluzione glaciale alpina durante il Würmiano aggiornato rispetto agli studi più recenti mettendo in evidenza se e come i sistemi glaciali alpini abbiano registrato e risentito delle oscillazioni climatiche a scala millenaria.

ALGM

L'avanzata dell'ultima fase glaciale ALGM (corrispondente al Würm III o Late Würm di molti Autori precedenti) è anticipata da una fase temperata-umida testimoniata da depositi di travertino in Valle del Sarca datati tra 28.600 ± 300 anni BP e 33.200 ± 550 anni BP. (Avanzini *et alii*, 2000), dalla frequente presenza di resti di *Ursus Spelaeus* in numerose cavità trentine datati tra 25.100 ± 300 anni BP e 30.500 ± 400 anni BP (Avanzini *et alii*, 2000). La crescita dei ghiacci avviene fra 31.600 ± 1300 BP e 26.800 ± 1300 BP (Fliri, 1973), mentre le lingue avanzano nei principali fondovalle intorno ai 24.000 ± 210 BP (Fliri, 1989; Husen, 1997). I bacini dei maggiori sistemi fluviali del versante meridionale delle Alpi erano occupati da ghiacciai vallivi che spesso raggiungevano la Pianura Padana formando degli anfiteatri morenici più o meno estesi a seconda delle caratteristiche topo-orografiche del bacino alimentante (Castiglioni 1940). Il ghiacciaio del Brenta, ad esempio, non raggiunse mai la pianura e il suo fronte si fermò 10 km più a monte (Trevisan, 1939; Bartolomei, 1999; Rossato *et alii*, 2013). L'ultima avanzata del ghiacciaio del Piave a Vittorio Veneto è datata con il C14 (età minima) a 21.0–20.5 ka cal BP (Carton *et alii*, 2009). Nell'anfiteatro del Garda, datazioni con la catoluminescenza, ci dicono che l'ultima importante avanzata è avvenuta dopo 18.7 ± 2.1 ka cal BP (Ferraro, 2009). Nell'anfiteatro del Tagliamento (Monegato *et alii*, 2007), sono documentate due avanzate distinte con picchi posti rispettivamente a 26.5–23 e 24–21 ka cal BP (culminazioni di Santa Margherita e Canodusso) e le associa ad oscillazioni della circolazione atmosferica correlabili a subcicli a modulazione millenaria interni al Würmiano (*D-O Events*). Un identico pattern per l'ALGM, è stato riscontrato in anfiteatri morenici del Garda (Castiglioni, 2004), nel bacino dell'Astico (Rossato *et alii*, 2013), in quello dell'Oglio (Ravazzi, Badino, Marsetti, Patera, & Reimer, 2012), in Austria (van Husen, 1977, 2004), sulle Alpi Francesi (Jorda *et alii*, 2000; Mandier *et alii*, 2003), in Appennino (Giraudi and Frezzotti, 1997; Giraudi, 2004).

La parte centrale dei bacini alpini mostrava un'ampia e spessa copertura glaciale; solo le cime e i rilievi più elevati emergevano come *nunatak* da un *network* di lingue e calotte glaciali. Erano attive numerose trasfluenze fra i bacini fluviali del Piave, del Tagliamento, dell'Adige e della Drava. Il record sedimentario nella parte interna della catena utile a ricostruire il livello dei ghiacci alla culminazione è molto scarso e gran parte dei modelli si basano più sulle forme di erosione (*Trim line*) che su quelle di accumulo (Darnault

et alii, 2012). Nell'area dell'Alta VAI Pusteria non ci sono evidenze chiare in queste aree delle due pulsazioni ALGM identificate in aree di anfiteatro per ovvie ragioni fisico meccaniche.

In questo periodo le condizioni glaciali e periglaciali dell'area interna della catena favorirono la produzione di grandi volumi di sedimenti che solo in parte furono stoccati come *till* nelle zone di anfiteatro e/o nelle grandi valli periferiche trasversali (ad es. nel vallone Bellunese). Una grossa parte di sedimenti fu trasferita nell'alta pianura padana dagli apparati fluvio-glaciali. Secondo recenti e dettagliati studi (Fontana, Mozzi, & Marchetti, 2013) i *megafan* dell'alta pianura veneto friulana e lombarda si sono impostati proprio in questo contesto, intorno a 27.5– 27.2 ka cal BP (Monegato et alii, 2011) registrano una forte aggradazione (20-30 metri) in modo sostanzialmente sincrono con tassi variabili fra 1,4 mm/anno e 3 mm/anno nell'intervallo 26–21 ka cal BP .

Early deglaciation phase (intervallo 21-19 cal BP)

Dopo la culminazione dell'attività glaciale, i ghiacciai alpini iniziarono a ritirarsi gradualmente mentre è solo dopo i 19 cal ka BP, con l'inizio del Tardoglaciale (inteso come terminazione dell'LGM globale e inizio della deglaciazione a scala globale marcata dal primo importante gradino di risalita della curva glacio-eustatica del livello del mare) che si registra un rapido e drammatico collasso delle masse glaciali. In questa fase, che quindi pre-data la deglaciazione spinta delle valli alpine, alcuni ghiacciai stazionarono all'interno dei loro anfiteatri formando discontinue e meno estese morene di ritiro, la cui geometria fu controllata dalla forma a molteplici lobi che la fronte glaciale assunse. Esse sono ben visibili nell'anfiteatro del Tagliamento ove costituiscono la "Remanzacco Phase", sull'anfiteatro della Val D'Astico e in Appennino. Nel vallone Bellunese il ghiacciaio del Piave stazionava oscillando frequentemente circa 100 metri più in basso della *Trim Line* ALGM formando una serie di piccole morene e *kame* associati (Pellegrini et alii, 2005; Piccin & Furlanis, 2008). In questo settore la fase più antica di ritiro e avanzata è datata, utilizzando i limi del *till* di alloggiamento alla base della torbiera della Val Piana (834 m s.l.m.) a 16.210 ±50 anni ¹⁴C BP (19.210-19.486 anni cal. BP), ed è caratterizzata da clima freddo con bassa frequenza di pollini di *Pinus*, *Betula* e *Artemisia* (Pellegrini et alii, 2005). Nelle valli tributarie interne nelle zone alte della catena non sono state ancora segnalate evidenze di questo periodo di deglaciazione embrionale. A questo periodo erano stati associati in Austria gli stadi di Bhul e Steinach, ma una recente revisione sedimentologica nell'area tipo (valle dell'Inn) li spiega come una fase di dei corpi stagnanti di ghiaccio a seguito del collasso delle lingue e della reazione dei ghiacciai tributari, senza implicare un meccanismo climatico forzante. Il termine "stadiale" non sarebbe quindi corretto per questa prima fase di deglaciazione nella zona storicamente identificata come tipo, (Reitner, 2007). Resta però il fatto che sono numerose le evidenze di un comportamento analogo e cronologicamente confrontabile in diversi contesti alpini e appenninici. Fatto che ci spinge a considerare un controllo climatico su scale per lo meno regionale per questa fase.

PRIMA PARTE DEL TARDOGLACIALE (19 - 17 ka cal BP) - Deglaciazione

In questo periodo si assiste al rapido collasso delle masse glaciali. Tutti le zone di anfiteatro risultano deglaciate del tutto: nel Garda datazioni con il radiocarbonio e analisi polliniche indicano che l'anfiteatro era già libero dei ghiacci a 17 ka cal BP (Ravazzi et alii, 2012c). La datazione della foresta monospecifica subfossile di larice delle fornaci di Revine (TV), con tronchi in posizione di vita prossimi a un bacino lacustre proglaciale, ha fornito una data compresa tra 14.765 ±135 anni ¹⁴C BP (17.303-18.544 anni cal. BP) e 14.370 ±115 anni ¹⁴C BP (16.708-17.786 anni cal. BP), che dimostra inequivocabilmente come in questo periodo la deglaciazione fosse già in corso e l'area fosse colonizzata da vegetazione tipica di un ambiente steppico periglaciale (Casadoro et alii, 1976) Il ritiro dei fronti e il collasso delle masse glaciali fu piuttosto rapido e nelle principali valli Alpine si formarono grandi laghi (Pellegrini et alii, 2005) di sbarramento da plaghe di ghiaccio morto e/o da enormi frane (Carton et alii, 2009), che intrappolarono i sedimenti, impedendone il deflusso verso i *megafan* pedemontani che vennero rapidamente e profondamente incise dai fiumi. Sempre più ampi settori delle Alpi si trovarono rapidamente in condizioni paraglaciali, soggette, cioè, a importanti processi di redistribuzione e aggiustamento di ingenti masse di

sedimento. Questa intensa attività, condizionata dalla persistenza dell'attività glaciale a monte, riguarda sia il fondovalle (aggradazione di ambienti fluvioglaciali, alluvionali, deltizi e lacustri, talora seguita da rapida incisione nei bacini sospesi sulle valli principali), che il riequilibrio dei versanti (frane catastrofiche, *sackungen*, *talus*, colate in depositi glaciali). Dopo il collasso dei ghiacciai alpini nei settori di anfiteatro e dei grandi laghi (21 a 17.5 mila anni cal BP) si sono verificate le prime avanzate e stazionamenti stadiali che hanno dato luogo ad apparati di deposizione glaciale via via più arretrati nelle valli alpine. Questi dati arretrano di un paio di migliaia di anni la classica collocazione dei primi stadi Tardoglaciali che si riteneva fossero del tardoglaciale Medio. Lo studio delle successioni lacustri indica che già 16-15.5 mila anni cal BP le principali valli alpine e i versanti esposti a mezzogiorno fino ad oltre 2000 m s.l.m., non interessati da circhi, erano sgombri da ghiaccio (Ravazzi, 2007).

Ripresa del glacialismo vallivo e di circo (17-14,7 ka cal BP)

Dopo aver sperimentato un rapido quanto drammatico glaciale ritiro e conseguente svuotamento, si registra un'interruzione in tale processo, un'oscillazione fredda ben rappresentata da una serie di apparati morenici visibili in molte valli alpine che testimoniano la prima chiara e ampia nuova avanzata dei ghiacciai Alpini. I ghiacciai non raggiungono le posizioni precedenti, ma vanno a troncare i depositi fluvioglaciali e paraglaciali precedenti generando delle morene sui principali fondovalle estese diversi km e con espressione morfologica ben riconoscibile, occupando con il loro fronte quote variabili in funzione delle dimensioni del bacino di alimentazione. Tali apparati rappresentano il primo stadio glaciale Tardoglaciale fra quelli tradizionalmente riconosciuti a poter essere davvero definito tale (ovvero in equilibrio con condizioni climatiche a scala regionale) proprio perchè sono sempre più frequenti i dati cronostatigrafici assoluti che dimostrano la sincronità con cui si formano su scala Alpina. Questo primo stadio prende il suo nome dalla località Trins (Gschnitz tal) e risulta avere un'età minima (metodi paleobotanici su sedimenti interni all'apparato morenico frontale) a 13,250 ¹⁴C BP (Patzelt, 1995), che corrisponde a 15,600–16,260 cal BP a 15,600–16,260 cal BP. L'età di esposizione dedotta con la tecnica a radionuclidi indica 15700 +/- 1000 yr cal BP. In base ad analisi paleoglaciologiche è stato stimato che il ghiacciaio della valle di Gschnitz impiegò circa 500 anni ad avanzare e costruire l'apparato morenico di Trins. Sempre più autori, vista la sincronità su scala alpina dell'avanzata, ritengono che gli apparati stadiali di Gschnitz siano l'espressione glaciologica alpina di una brusca oscillazione climatica globale nota come Heinrich Event n.1 (circa 17 ka BP), registrato nelle successioni marine (IRD) del nord Atlantico e come Oscillazione di Ragogna, osservata nelle successioni lacustri (palinologia) della pianura marginale veneto-friulana (Kerschner et alii, 1999; Ivy-Ochs et alii, 2006a, Darnault et alii, 2012; Ravazzi et alii, 2007).

TARDOGLACIALE MEDIO (14,7- 12,6 ka cal BP) - deglaciazione spinta

In questa fase si registra l'abbandono definitivo delle lingue glaciali dai fondovalle e il loro ritiro in aree di circo e/o alla testata delle stesse. Continua il processo di aggradazione dei fondovalle. I versanti tendono a stabilizzarsi grazie all'aumento significativo della copertura vegetale e il tasso di sedimentazione della componente terrigena nei laghi è fra i più bassi degli ultimi 18ka (Ravazzi et alii, 2007). Questa fase di deglaciazione spinta coincide con l'interstadio Bølling-Allerød (Estate di Bølling-Allerød), climatozona a pollini a valenza continentale, identificata nelle successioni palinologiche del centro Europa, ma riconosciuto in modo omogeneo in tutti i record sedimentari lacustri alpini e circumalpini. Risponde inoltre all'evento isotopico noto come D-O 1 che segna l'esordio dell' interstadio Groenlandese 1 (GI-1) (Poto et alii, 2013).

TARDOGLACIALE SUPERIORE (12.7-11,5 ka cal BP)-ripresa del glacialismo di circo

Il Tardoglaciale superiore segue l'interstadio di Bølling-Allerød e coincide con la climatozona Dryas Inferiore; esordisce con una brusca recrudescenza climatica riconoscibile in tutti i classici *proxies* di

riferimento climatostratigrafici a scala dell'emisfero boreale. L'inizio del Dryas Recente in Europa Centrale e in Nord Italia è stato sincrono a scala decennale ed è datato con precisione a 12,7 ka cal BP. L'inizio brusco di questo intervallo coincide con il GS1 e rappresenterebbe l'Heinrich Event 0, in corso di definizione formale.

Nelle aree di circo le coltri glaciali che occupavano posizioni simili alle attuali ricominciano ad avanzare senza mai raggiungere le valli principali, generando dei sistemi morenici riconoscibili ben riconoscibili a scala alpina per posizione (sempre in aree di circo o di testata valli) tipologia e freschezza delle forme (ben conservate e ricche di blocchi, con pochi segni di rimaneggiamento e erosione), e risultano particolarmente spettacolari (Maisch, 1981, 1987).

Questi apparati sono stati storicamente associati allo stadio di Egesen. Le morene dello stadiale Egesen possono essere divise in due o volte tre substadi (Kerschner et alii, 2000). Analisi con radionuclidi ci dicono che nell'area tipo le morene della prima e più esterna morena sono stabilizzate a 12,2 ka cal BP, quelle della seconda a 11,3ka cal BP (Kerschner et alii, 2000). Numerose campagne su analoghi apparati in tutto l'arco alpino dimostrano che esiste una risposta sincrona dei sistemi glaciali a scala regionale (Ivy-Ochs et alii, 2006b; Husen, 1997; Darnault et alii, 2012): una ulteriore prova del fatto che i sistemi glaciali alpini sono molto sensibili alle variazioni climatiche a scala del millennio.

Al termine del Tardoglaciale superiore si verifica un drammatico incremento della biomassa forestale termofila, con un aumento di temperatura di 4-6 °C. Tale evento presenta una durata inferiore ai 50 anni, quindi paragonabile, per espressione climatostratigrafica, alla brusca terminazione del Dryas Recente nelle registrazioni isotopiche delle carote di ghiaccio, negli speleotemi delle grotte del Carso e nello spessore degli anelli di accrescimento degli alberi in Europa Centrale.

OLOCENE INFERIORE - deglaciazione, *optimum climatico*, PEG

hanno anche permesso di inquadrare cronostatigraficamente due stadi meno conosciuti come quello di Kartell e Kromer, che si riteneva fossero della parte terminale del Dryas Inferiore all'Olocene rispettivamente a 10, 8 (periodo Pre Boreale dell'Olocene, espressione in area di centro catena della fine del Dryas Inferiore) e a 8,4 ka cal BP (espressione in area di catena dell'inizio dell'*optimum climatico*). Nell'Olocene i ghiacciai hanno poi continuato a pulsare anche se sempre più limitati nelle dimensioni senza lasciare evidenze morfologiche e sedimentarie ad eccezione dell'evento PEG (1,3-1,85 ka cal BP) che ha lasciato discrete evidenze nei circhi più alti. Durante l'Olocene si osserva in tutta l'area alpina e in quella dolomitica in particolare un'intensificazione dei fenomeni gravitativi anche di enormi dimensioni. Recenti studi e il numero di constrain cronostatigrafici hanno dimostrato che tali fenomeni sono concentrati in cluster temporali ben precisi, correlabili alle principali variazioni climatiche del periodo, tanto che alcuni ricercatori stanno verificando la possibilità di utilizzare le frane come indicatore paleoclimatico (Borgatti & Soldati, 2010; Soldati *et alii*, 2004; Darnault *et alii*, 2012)

Con questo lavoro di ricerca si fornisce un quadro unitario e coerente dell'evoluzione recente dei sistemi sedimentari di un bacino chiave per il settore Alpino Dolomitico di interno catena, l'Alta Val Pusteria. I risultati rappresentano un contributo importante al generale processo di indagine sull'evoluzione alpina che vede coinvolti tanti gruppi di ricerca, in quanto l'area oggetto manca di studi di questo tipo. Lo studio geologico stratigrafico dei depositi quaternari secondo le direttive CARG, ha aumentato notevolmente il potere di risoluzione delle mie indagini rispetto a quelle che erano state adottate in questa zona da ricercatori precedenti (Klebersberg, 1935; Castiglioni *et alii*, 1940; Van Husen, 1987). Grazie a questi approcci ho individuato corpi "anomali", sia per motivi stratigrafici che sedimentologici, da me riclassificati come grandi paleofrane a carattere distruttivo (paleofrane della valle di Braies e di Zoldo). Il rock avalanche di Palafavera è stato datato a 8810 \pm 70 BP e si inserisce in uno dei cluster (Borgatti & Soldati, 2010) più denso di eventi nell'area dolomitica. L'utilizzo di un DTM ad altissima risoluzione, ottenuto da immagini LIDAR, si è rivelato uno strumento potentissimo d'indagine geomorfologica: sono state mappate e censite 2160 morene e innumerevoli forme diagnostiche glaciali associate, che, organizzate in un geodatabase in ambiente GIS, hanno facilitato l'applicazione dei metodi glaciologici (ELA) con cui abbiamo ancorato cronostatigraficamente il quadro stratigrafico relativo precedentemente delineato in base a criteri lito e morfostratigrafici. La successione di eventi riconosciuti è secondo lo scrivente scevra di disturbi locali, in quanto prodotto dello studio di un territorio ampio (circa 800 kmq, Tav.3.1. e 3.2), che ha permesso di individuare le anomalie (Frane di Braies) e di eliminarne il controllo stratigrafico locale. Il Pattern di Deglaciazione dell'Alta Val Pusteria proposto è coerente con il quadro evolutivo generale su cui stanno convergendo i maggiori gruppi di ricerca, e dimostra che anche i sistemi deposizionali continentali dell'area Alpina Dolomitica hanno risposto alle variazioni climatiche a scala del millennio durante l'ultima transizione glaciale interglaciale. La successione di eventi sedimentari riconosciuti è sintetizzata nel quadro dei rapporti stratigrafici (tav 3.1), nello schema cronostatigrafico (tav. 3.1) e nel diagramma di correlazione (fig.5.1) da cui si evince che:

- nella prima parte del tardoglaciale (PGD) si registra la riduzione più marcata delle masse glaciali e si impostano le condizioni paraglaciali favorevoli al distacco di grandi frane (Frana di Braies) e all'accumulo di ingenti quantità di sedimento nei fondovalle e sui versanti (contatto glaciale)
- Il processo di deglaciazione alpina viene interrotto da due principali momenti di recrudescenza climatica coincidenti con l'H event 1 (17 ka cal BP) e il GS1 (12,6 ka cal BP) che marcano rispettivamente il limite inferiore del subsistema di Braies Monguelfo (PGD1) e della Croda Rossa (PGD2)
- all'interno del subsistema di Braies Monguelfo è riconoscibile un set di tre cerchie moreniche vallive corrispondenti, dalla più avanzata, agli stadi di Gschnitz (associato all'H event 1), di Clavadel e di Daun, che marcano l'ultimo episodio di avanzamento/stazionamento dei ghiacci in valle.
- all'interno del subsistema della Croda Rossa è riconoscibile un set di tre cerchie moreniche di circo corrispondenti, dalla più avanzata, agli stadi di Egesen (associato al GS1), Kartell (?) (associato al Bond Event n.7) e Kromer (?) (associato al Bond Event n.5).
- La scomparsa dei ghiacciai vallivi esordisce bruscamente in concomitanza con il D-O 1 (14,6 ka cal BP) che segna l'inizio del GI-1 e si completa durante il Tardoglaciale Medio.
- le fasi di aggradazione delle successioni fluvio-glaciali sono concentrate durante il Tardoglaciale Inferiore (PGD) e il Tardoglaciale Medio (Interstadio di Bölling Alleröd) (PGD1)

Lo schema stratigrafico qui definito è in discontinuità e migliora quanto recentemente pubblicato nelle aree limitrofe, (Fogli CARG 003 Vetta d'Italia, 029 Cortina d'Ampezzo), soprattutto per quanto riguarda l'evoluzione Tardoglaciale, e si propone come base di riferimento e confronto per i numerosi lavori inerenti la geologia e la cartografia del quaternario in corso nell'area alpina dolomitica.

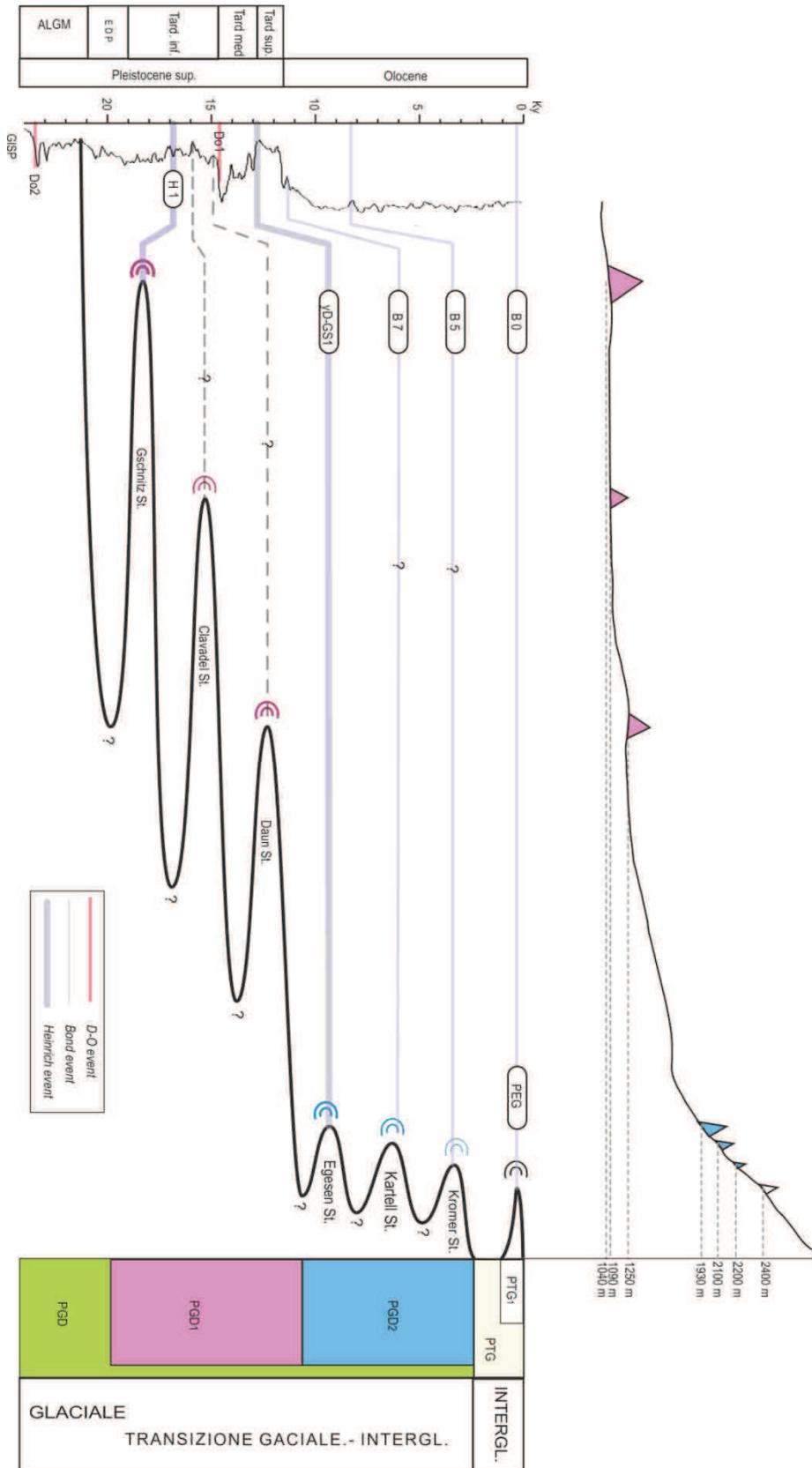


fig. 5.1 principali eventi deposizionali durante l'Ultima Transizione Glaciale Interglaciale del Bacino dell'Alta Pusteria e ipotesi di correlazione con eventi climatici a scala millenaria (D-O; H; Bond Events), plottati sulla curva delle paleo temperature GISP.

Bibliografia

- Alley, R. B., (2000). Ice-core evidence of abrupt climate changes, *97*(4), 1331–1334.
- Agliardi, F., Crosta, G. B., Zanchi, A., & Ravazzi, C., (2009). Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology*, *103*(1), 113–129. doi:10.1016/j.geomorph.2007.09.015
- Amorosi A., Fontana A., Antonioli F., Primon S., Bondesan A. (2008). Post-LGM sedimentation and Holocene shoreline evolution in the NW Adriatic coastal area. *Acta Geophysica* *7*, 41–67.
- Avigliano R., Di Anastasio G., Improta S., Peresani M., Ravazzi C. (2000). A new Late Glacial-Early Holocene palaeobotanical and archaeological record in the Eastern Prealps: the Palughetto basin (Cansiglio Palteau, Italy). *Quaternary Sciences* *15- 8*, 789-803.
- Bechstädt, T., & Brandner, R., (1970). Das Anis zwischen St.Vigil um dem Höhlensteintal (Pragser und Olang Dolomiten, Südtirol). *Festband d. geol. Inst.*, 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 9-103.
- Benn, D. I., & Evans, D. J. A., (1998). *Glaciers and Glaciation*. 261-269; 505-507.
- Bennett, M. R., (2001). The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth-Science Reviews*, *53*(3-4), 197–236. doi:10.1016/S0012-8252(00)00039-8
- Bini, A., (1990). *Dispense di geologia del Quaternario1: Descrizione di affioramenti e sezioni stratigrafiche*, Università di Milano.
- 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.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Priore, P., Bonani, G., (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates, *278*(November), 1257–1266.
- Bondesan A., Calderoni G., Mozzi P. (2002). L'assetto geomorfologico della pianura veneta centro-orientale: stato delle conoscenze e nuovi dati. In Varotto M., Zunica M. (Ed.): *Scritti in ricordo di Giovanna Brunetta*. Dipartimento di Geografia, Università degli Studi di Padova, Padova, 19-38.
- Bondesan A., Calderoni G., Rizzetto F. (2003). Geomorphologic evolution of the lower Piave river coastal plain during the Holocene. In Biancotti A., Motta M. (Ed.): *Risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali. MURST, Atti del Convegno*, Bologna 10-11/02/2000, Glauco Brigati, Genova, 125-133.
- Bondesan A., Furlanetto P. (2004). Tra Livenza e Piave. In Bondesan A., Meneghel M. (Ed.): *Geomorfologia della Provincia di Venezia*. Esedra, Padova, 215-237.
- Bondesan A., Meneghel M., Miola A., Valentini G. (2003a), Pollen analyses of lagoon and fluvial sediments of a 20 m Core in the Lower Coastal River Piave Plain. Palaeoenvironmental Reconstruction from LGM to Present. *Il Quaternario* *16-1 bis*, 183-192.
- Bondesan A., Primon S., Bassan V., Fontana A., Mozzi P., Abbà T., Vitturi A. (Ed.) (2008) – *Carta delle unità geologiche della provincia di Venezia*. Cierre Edizioni, Verona, 2 sheets, 160 p.

- Canali G., Capraro L., Donnici S., Rizzetto F., Serandrei Barbero R., Tosi L. (2007). Vegetational and environmental changes in the eastern Venetian coastal plain (Northern Italy) over the past 80,000 years. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 253, 300-316.
- Borgatti, L., & Soldati, M., (2010). Landslides as a geomorphological proxy for climate change: A record from the Dolomites (northern Italy). *Geomorphology*, 120(1-2), 56–64. doi:10.1016/j.geomorph.2009.09.015
- Böse, M., Lüthgens, C., Lee, J. R., & Rose, J. (2012). Quaternary glaciations of northern Europe. *Quaternary Science Reviews*, 44, 1–25. doi:10.1016/j.quascirev.2012.04.017
- Bosellini, A., (1984). Progradation geometries of carbonate platform: example from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy. *Sedimentology*, v. 31, pp. 1-24, Amsterdam.
- Bosellini, A., & Hardie, L. H., (1988). Facies e cicli della Dolomia Principale nelle Alpi venete. *Mem. della Soc. Geol. Ital.*, 30: 245-266.
- Bosellini, A., (1991). Geology of the Dolomites. An introduction. Ortisei/St. Ulrich. Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, pp. 1-43.
- Bosellini, A., (1996). Geologia delle Dolomiti. *Athesia*, Bolzano.
- Bosellini, A., Neri, C., & Stefani, M., (1996). Geologia delle Dolomiti, introduzione geologica e guida all'escursione generale. 78a Riunione Estiva SGI, San Cassiano (BZ), pp. 120.
- Broglio Loriga C., Masetti, D., Neri, C., (1983). La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 58, 501-598.
- Broglio Loriga, C., Goczan, F., Haas, J.; Lenner, K., Neri, C., Scheffer A.O., Posenato, R., Szabo, I., & Toth-Makk, A., (1990). The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation. *Memorie di Scienze Geologiche*, Padova, 42, 41-103.
- Brusca, C., Gaetani, M., Jadoul, F., & Viel, G., (1982). Paleogeografia ladino-carnica e metallogenese del Sudalpino. *Mem. Soc. Geol. It.*, 22, 65-82.
- Butler, D. R., & Walsh, S. J., (1998). The application of remote sensing and geographic information systems in the study of geomorphology : An introduction. *Geomorphology*, 21, 179–181.
- Carrara, A., D'elia, B., Semenza, E., (1985). Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi. *Geologia Applicata e Geotecnica - Geologia Applicata e Idrogeologia*, vol XX, parte II, Università di Bari.
- Carton, A., Bondesan, A., Fontana, A., Meneghel, M., Miola, A., Mozzi, P., & Primon, S., (2009). Geomorphological evolution and sediment transfer in the Piave River system (northeastern Italy) since the Last Glacial Maximum. *Géomorphologie : relief, processus , environnement*, 155-174.
- Casadoro G., Castiglioni G.B., Corona E., Massari F., Moretto M.G., Paganelli A., Terenziani F., Toniello V. (1976). Un deposito tardo würmiano con tronchi sub fossili alle Fornaci di Revine (Treviso). *Bollettino Comitato Glaciologico Italiano* 2, 24, 22-63.

- Castellarin, A., Selli, L., Picotti, V., & Cantelli, L., (1998). La tettonica delle Dolomiti nel quadro delle Alpi Meridionali orientali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 53, 133-143.
- Castiglioni, B., & Alii (1940). L'Italia nell'età quaternaria. In: Dainelli, G., *Atlante Fisico-Economico d'Italia*, Tav.3, Milano.
- Castiglioni G.B. (1967). Carta delle morene stadiali della regione Dolomitica. In Leonardi P.: *Le Dolomiti, geologia dei monti tra Isarco e Piave*. 2 vol.
- Castiglioni G.B. (2001). Le risposte del sistema fluviale alle variazioni ambientali. In Castiglioni G.B., Pellegrini G.B. (Ed.): *Note illustrative della Carta Geomorfologica della Pianura Padana*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., suppl. IV, 165-188.
- Castiglioni G.B., Favero V. (1987). Linee di costa antiche ai margini orientali della Laguna di Venezia e ai lati della foce attuale del Piave. Istituto Veneto di Scienze Lettere ed Arti, Commissione di Studio dei Provvedimenti per la Conservazione e Difesa della Laguna e della Città di Venezia, Rapporti e Studi, 10, 17-30.
- Cita M.B., Gibbard P.L., Head M.J., and the ICS SQS (2012). Formal ratification of the GSSP for the base of the Calabrian Stage (second stage of the Pleistocene Series, Quaternary System). *Episodes* Vol. 35, 3, 388-397.
- Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D. L., & Carcaillet, J., (2008). Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, 95(1-2), 3–26. doi:10.1016/j.geomorph.2006.12.022
- Cossart, E., Fort, M., Bourlès, D., Braucher, R., Perrier, R., & Siame, L., (2012). Deglaciation pattern during the Lateglacial/Holocene transition in the southern French Alps. Chronological data and geographical reconstruction from the Clarée Valley (upper Durance catchment, southeastern France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 315-316, 109–123. doi:10.1016/j.palaeo.2011.11.017
- Cossart, E., Fort, M., Bourles, D., Carcaillet, J., Perrier, R., Siame, L., & Braucher, R., (2010). Climatic significance of glacier retreat and rockglaciers re-assessed in the light of cosmogenic dating and weathering rind thickness in Clarée valley (Briançonnais, French Alps). *Catena*, 80(3), 204–219. doi:10.1016/j.catena.2009.11.007
- Damm, B., (1997). Gletscher, Landschafts und Klimaentwicklung in der Rieserfernergruppe (Tirol) seit dem Spätglazial. *Göttinger Geogr. Abh.*, 104-186 ss.
- Darnault, R., Rolland, Y., Braucher, R., Bourlès, D., Revel, M., Sanchez, G., & Bouissou, S., (2012). Timing of the last deglaciation revealed by receding glaciers at the Alpine-scale: impact on mountain geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 31, 127–142. doi:10.1016/j.quascirev.2011.10.019
- Deline, P., (2009). Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 28(11-12), 1070–1083. doi:10.1016/j.quascirev.2008.09.025

- De Zanche, V., Franzin, A., Gianolla, P., Mietto, P., & Siorpaes, C., (1992). The Piz da Peres section (Valdaora, Olang, Pusteria Valley, Italy). A reappraisal of the Anisian stratigraphy in the Dolomites (Italy). *Eclogae geologicae Helveticae*, 85/1, 127-143.
- De Zanche, V., Gianolla, P., Mietto, P., Siorpaes, C., & Vail, P. R., (1993). Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). *Mem. Sc. Geol.*, 45, 1-27.
- De Zanche, V., & Gianolla, P., (1995). Litostratigrafia al limite Ladinico-Carnico (Sudalpino orientale). *Ann. Univ. di Ferrara, Scienze Terra*, 5 (suppl.), 41-48.
- Dogliani, C., (1987). Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). *Journ. Struct. Geol.*, 9, 181-193.
- Dogliani, C., & Bosellini, A., (1987). Eoalpine and Mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geol. Rundsch.*, 76(3), 735-754.
- Ditlevsen, P. D., Andersen, K. K., & Svensson, A., (2007). The DO-climate events are probably noise induced: statistical investigation of the claimed 1470 years cycle. *Climate of the Past*, 3(1), 129–134. doi:10.5194/cp-3-129-2007
- Eisbacher, G. H., Claque, J.J (1984). Destructive mass movements in high mountains: hazard and management. *Geol. Survey of Canada*, 84-16.
- Faure, G., & Mensing, T. M., (2005). *Isotopes principles and applications*, third edition, Wiley, 619-625.
- Favilli, F., Egli, M., Brandova, D., Ivy-Ochs, S., Kubik, P., Cherubini, P., Mirabella, A., Sartori, G., Giaccari, D., Haeblerli, W., 2009. Combined use of relative and absolute dating techniques for detecting signals of Alpine landscape evolution during the late Pleistocene and early Holocene. *Geomorphology* 112, 48–66.
- Federici, P.R., Granger, D.E., Ribollini, A., Spagnolo, M., Pappalardo, M., Cyr, A.J., 2012. Last Glacial Maximum and the Gschnitz stadial in the Maritime Alps according to ¹⁰Be cosmogenic dating. *Boreas* 41, 277–291.
- Fontana A., Bondesan A., Meneghel M., Toffoletto F., Vitturi A., Bassan V., (2012). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 107-Portogruaro. ISPRA-Regione del Veneto, Roma, 168 pp.
- Fontana A., Mozzi P., Bondesan A., (2008). Alluvial megafans in the Veneto-Friuli Plain: evidence of aggrading and erosive phases during late Pleistocene and Holocene. *Quaternary International* 189, 71–89.
- Fontana, A., Monegato, G., Zavagno, E., Devoto, S., Burla, I., & Cucchi, F., (2013). Evolution of an Alpine fluvio-glacial system at the LGM decay: The Cormor megafan (NE Italy). *Geomorphology*, 2. doi:10.1016/j.geomorph.2013.07.034
- Fontana, A., Mozzi, P., & Marchetti, M. (2013). Alluvial fans and megafans along the southern side of the Alps. *Sedimentary Geology*. doi:10.1016/j.sedgeo.2013.09.003

- Fletcher, W. J., Sánchez Goñi, M. F., Allen, J. R. M., Cheddadi, R., Combourieu-Nebout, N., Huntley, B., Tzedakis, P. C., (2010). Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews*, 29(21-22), 2839–2864. doi:10.1016/j.quascirev.2009.11.015
- Gianolla, P., (1995). Stratigrafia sequenziale al limite Ladinico-Carnico (Sudalpino orientale). *Ann. Univ. di Ferrara* (N.S.), sez.9, Scienze Terra, 5, 49-57.
- Gianolla, P., De Zanche, V., & Mietto, P., (1998). Triassic Sequence Stratigraphy in the Southern Alps. Definition of sequences and basin evolution. In: de Graciansky, P., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P., & Ulmer-Scholle, D., (ed.) «*Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*» 60, 723-751.
- Gibbard P.L., Head M.J., (2009). IUGS ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma: *Quaternaire*, v. 20, pp. 411–412.
- Gibbard P.L., Head M.J., (2010). The newly-ratified definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification: *Episodes*, v. 33, pp. 152–158.
- Gibbard P.L., Head M.J., Walker M.J.C. and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (2010). Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma: *Journal of Quaternary Science*, v. 25, pp. 96–102.
- Gibbard, P. L., Head, M. J., & Walker, M. J. C., (2009). Rapid Communication Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2,58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25(September 2009), 96-102. doi:10.1002/jqs
- Glenn, N. F., Streutker, D. R., Chadwick, D. J., Thackray, G. D., & Dorsch, S. J., (2006). Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. *Geomorphology*, 73(1-2), 131–148. doi:10.1016/j.geomorph.2005.07.006
- Gupta, A. K., Anderson, D. M., & Overpeck, J. T., (2003). Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature*, 421(6921), 354–7. doi:10.1038/nature01340
- Hsü, K.J., (1978). Albert Heim: Observations on landslides and relevance to modern interpretations. In: *Rockslides and Avalanches*, (Voight, B. ed.) vol. 1 Natural Phenomena, 71-93. Amsterdam, Elsevier.
- Hughes, P. D., Woodward, J. C., van Calsteren, P. C., & Thomas, L. E., (2011). The glacial history of the Dinaric Alps, Montenegro. *Quaternary Science Reviews*, 30(23-24), 3393–3412. doi:10.1016/j.quascirev.2011.08.016
- Hughes, P. D., Woodward, J. C., van Calsteren, P. C., Thomas, L. E., & Adamson, K. R. (2010). Pleistocene ice caps on the coastal mountains of the Adriatic Sea. *Quaternary Science Reviews*, 29(27-28), 3690–3708. doi:10.1016/j.quascirev.2010.06.032
- Husen, D. V., (1997). Institut für Geologie der Technischen Universität, Wien, Austria. *Quaternary International*, 38/39(96), 109–118.

- Irmiler, R., Daut, G., Mäusbacher, R., (2006). A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphology*, 77, 69–78
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P. W., & Schlüchter, C., (2009). Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, 28(21-22), 2137–2149. doi:10.1016/j.quascirev.2009.03.009.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., & Schlüchter, C. (2007). Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: The Alpine perspective. *Quaternary International*, 164-165, 53–63. doi:10.1016/j.quaint.2006.12.008.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Reuther A., Preusser F., Heine K., Maisch M., Kubik P.W., Schlüchter C., (2008). Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science* 23, 559–573.
- Ivy-Ochs, S. I., Kerschner, H., Kubik, P. W., Schlüchter, C., (2005). Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *J. Quaternary Sci.*, 21, 115-130.
- Ivy-Ochs, S. I., Kerschner, H., Schlüchter, C., (2007). Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: The Alpine perspective. *Quaternary International*, 164-165, 53-63.
- Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J. P., Clausen, H. B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdóttir, A. E., & White, (2001). Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and North GRIP. *Journal of Quaternary Science*, 16 (4), 299-307.
- Jing, Z., Sumin, W., Guishan, Y., & Haifeng, X., (2007). Younger Dryas Event and Cold Events in Early- Mid Holocene : Record from the sediment of Erhai Lake. *Advances in Climate Change Research*, 1719, 41–44.
- Lambeck K., Antonioli F., Purcell A., Silenzi S. (2004) – Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. *Quaternary Science Reviews* 23, 1567-1598.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, T. (2002) – Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews* 21, 343-360.
- Lane, C. S., Blockley, S. P. E., Lotter, A. F., Finsinger, W., Filippi, M. L., & Matthews, I. P., (2012). A regional tephrostratigraphic framework for central and southern European climate archives during the Last Glacial to Interglacial transition: comparisons north and south of the Alps. *Quaternary Science Reviews*, 36, 50–58. doi:10.1016/j.quascirev.2010.10.015
- Litwin, R. J., Smoot, J. P., Pavich, M. J., Markewich, H. W., Brook, G., & Durika, N. J., (2013). 100,000-year-long terrestrial record of millennial-scale linkage between eastern North American mid-latitude paleovegetation shifts and Greenland ice-core oxygen isotope trends. *Quaternary Research*, 80(2), 291–315. doi:10.1016/j.yqres.2013.05.003
- Kerschner, H., (1999). Late glacial glaciers and climate: An eastern alpine perspective. 8° Convegno Glaciol. It., Bormio, (9-12 settembre 1999), abstracts, 20-21.

- Kerschner, H., & Ivy-Ochs, S., (2008). Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change*, 60(1-2), 58–71. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.034
- Kellerer-Pirklbauer, A., Proske, H., & Strasser, V., (2010). Paraglacial slope adjustment since the end of the Last Glacial Maximum and its long-lasting effects on secondary mass wasting processes: Hauser Kaibling, Austria. *Geomorphology*, 120(1-2), 65–76. doi:10.1016/j.geomorph.2009.09.016
- Kettner A.J., Syvitski J.P.M. (2008) – Predicting discharge and sediment flux of the Po River, Italy since the Last Glacial Maximum. *Special Publication of the International Association of Sedimentology* 40, 171-189.
- Klasen N., Fiebig M., Preusser F., Reitner J., Radtke U., (2007). Luminescence dating of proglacial sediments from the eastern Alps. *Quaternary International* 164–165, 21–32.
- Klebsberg, R. V., (1935). *Geologie Von Tirol*, Borntraeger, Berlin.
- Martin, S., Campedel, P., Ivy-Ochs, S., Viganò, A., Alfimov, V., Vockenhuber, C., Rigo, M., (2013). Lavini di Marco (Trentino, Italy): ³⁶Cl exposure dating of a polyphase rock avalanche. *Quaternary Geochronology*, 1–11. doi:10.1016/j.quageo.2013.08.003
- Melosh, H. J., (1987) the mechanism of large rock avalanche. *GSA Rev. Engng. Geology* 7, pp.41-49.
- Miola A., Bondesan A., Corain L., Favaretto S., Mozzi P., Piovan S. & Sostizzo I. (2006) – Wetlands in the Venetian Po Plain (northeastern Italy) during the Last Glacial Maximum: Interplay between vegetation, hydrology and sedimentary environment. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 141: 53-81.
- Miola A., Bondesan A., Corain L., Favaretto S., Mozzi P., Piovan S., Sostizzo I. (2006) Wetlands in the Venetian Po Plain (north-eastern Italy) during the Last Glacial Maximum: vegetation, hydrology, sedimentary environments. *Review of Palaeobotany and Palynology* 141, 53–81.
- Monegato G., Ravazzi C., Donegana M., Pini R., Calderoni G., Wick L., (2007) Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). *Quaternary Research* 68, 284-302.
- Monegato, G., (2012). Local glaciers in the Julian Prealps (NE Italy) during the Last Glacial Maximum. *Alpine and Mediterranean Quaternary* 1, 5–14.
- Monegato, G., Vezzoli, G., 2011. Post-Messinian drainage changes triggered by tectonic and climatic events (eastern southern Alps, Italy). *Sedimentary Geology* 239, 188–198.
- Monegato, G., Ravazzi, C., Donegana, M., Pini, R., Calderoni, G., & Wick, L., (2007). Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). *Quaternary Research*, 68(2), 284–302. doi:10.1016/j.yqres.2007.07.002

- Mozzi P. (2005). Alluvial plain formation during the Late Quaternary between the southern Alpine margin and the Lagoon of Venice (northern Italy). In Bondesan A., Mozzi P., Surian N. (Ed.): *Montagne e Pianure. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, suppl. 7, 219-230.
- Mozzi P., (2005). Alluvial plain formation during the late Quaternary between the southern Alpine margin and the Lagoon of Venice (northern Italy). *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria Suppl. 7*, 219–230.
- Mozzi P., Bini C., Zilocchi L., Becattini R. & Mariotti Lippi M. (2003). Stratigraphy, palaeopedology and palynology of Late Pleistocene and Holocene deposits in the landward sector of the Lagoon of Venice (Italy), in relation to the “caranto” level. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 16(1bis): 193–210.
- Mozzi P., Bini C., Zilocchi L., Becattini R., Mariotti Lippi M. (2003) – Stratigraphy, palaeopedology and palinology of late Pleistocene and Holocene deposits in the landward sector of the lagoon of Venice (Italy), in relation to caranto level. *Il Quaternario* 16-1bis, 193-210.
- Mozzi P., Piovan S., Rossato S., Cucato M., Abbà T. & Fontana A. (2010) - Palaeohydrography and early settlements in Padua (Italy). *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*: 23(2bis): 387–400 vol. spec. (2011).
- Naafs, B. D. A., Hefer, J., & Stein, R., (2013). Millennial-scale ice rafting events and Hudson Strait Heinrich(-like) Events during the late Pliocene and Pleistocene: a review. *Quaternary Science Reviews*, 80, 1–28. doi:10.1016/j.quascirev.2013.08.014
- Neri, C., *et alii* (2007). Note illustrative Foglio 029 Cortina.
- Nicoletti, P. G., Sorriso-Valvo, M., (1991). Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches. *GSA Bulletin*; v. 103; no. 10; p. 1365-1373.
- North Greenland Ice Core Project Members (NGRIP), (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151.
- Oerlemans, J., (2005). Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science* 308, 675–677.
- Orombelli, G., Ravazzi, C., & Cita, M. B., (2005). Osservazioni sul significato dei termini LGM (UMG), Tardoglaciale e Postglaciale in ambito globale, italiano ed alpino. *Il Quaternario*, 18(2), 147-155
- Ostermann, M., Sanders, D., Ivy-Ochs, S., Alifimov, V., Rockenschaub, M., & Römer, A., (2012). Early Holocene (8.6ka) rock avalanche deposits, Obernberg valley (Eastern Alps): Landform interpretation and kinematics of rapid mass movement. *Geomorphology*, 171-172, 83–93. doi:10.1016/j.geomorph.2012.05.006
- Paiero G., Monegato G., (2003). The Pleistocene evolution of Arzino alluvial fan and western part of Tagliamento morainic amphitheatre (Friuli, NE Italy). *Il Quaternario. Italian Journal of Quaternary Sciences* 16 (2), 185–193.
- Panizza, M., (1973). *Elementi di geomorfologia*, Pitagora Editrice, Bologna.
- Panizza, M., (1973). Glacial pressure implication in production of landslide in the Dolomitic area. *Geol. Idrol.*, 8, 289-297.

- Pariseau, W. G., Voight, B., (1978). Rockslides and avalanches: basic principles and perspectives in the realm of civil and mining operations. In *Rockslides and avalanches*, Vol. 14B Engineering sites, ed. B. Voight, pp 1-92, Elsevier.
- Pasuto A., Siorpaes C., Soldati M. (1997). I fenomeni franosi nel quadro geologico e geomorfologico della conca di Cortina d'Ampezzo (Dolomiti, Italia). *Il Quaternario* 10-1, 75-92.
- Pellegrini G.B, Albanese D., Bertoldi R., Surian N. (2005). La deglaciazione nel Vallone Bellunese, Alpi Meridionali Orientali. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* Supplemento 7, 271-280.
- Pellegrini G.B. (Ed.) (2000). Note della Carta Geomorfologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio «063» Belluno, Servizio Geologico Nazionale.
- Pellegrini G.B., Albanese D., Bertoldi R., Surian N., (2005). La deglaciazione nel Vallone Bellunese, Alpi Meridionali Orientali. *Suppl. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 7, 271–280.
- Pellegrini G.B., Surian N. (1996). Geomorphological study of the Fadalto landslide, Venetian Prealps, Italy. *Geomorphology* 15, 337-350.
- Pellegrini G.B., Surian N., Albanese D. (2006a). Landslide activity in response to alpine deglaciation: the case of the Belluno Prealps (Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 29, 185-196.
- Pellegrini G.B., Surian N., Albanese D., Degli Alessandrini A., Zambrano R. (2006b). Le grandi frane pleistoceniche di Marzai e dei Collese di Anzù e loro effetti sull'evoluzione geomorfologica e paleoidrografica della Valle del Piave nel Canale di Quero (Prealpi Venete). *Studi Trentini Scienze Naturali, Acta Geologica* 81 (2004), 87-104.
- Pellegrini G.B., Surian N., Urbinati C. (2004). Dating and explanation of Late Glacial – Holocene landslides: a case study from the Southern Alps, Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie* 48, 245-258.
- Pellegrini G.B., Zambrano R. (1979). Il corso del Piave a Ponte nelle Alpi nel Quaternario. *Studi Trentini di Scienze Naturali* 56, 69-100.
- Pellegrini, G. B., (2007). Stratigrafia dei depositi Plio-Quaternari. Note Illustrative Foglio 042 Malè, 99.
- Penck, A., & Brückner, E., (1909). Die Alpen im Eiszeitalter, 1200 pp., 3 vol. Tauchnitz, Lipsia.
- Pia, J., (1937). Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol, 248 pp., Wien.
- Pini, R., Ravazzi, C., & Donegana, M., (2007). Clima e Cambiamenti Climatici. Roma.
- Pini, R., Ravazzi, C., & Reimer, P. J., (2010). The vegetation and climate history of the last glacial cycle in a new pollen record from Lake Fimon (southern Alpine foreland, N-Italy). *Quaternary Science Reviews*, 29(23-24), 3115–3137. doi:10.1016/j.quascirev.2010.06.040
- Pini R., Ravazzi C., Donegana M., (2009). Pollen stratigraphy, vegetation and climate history of the last 215 ka in the Azzano Decimo core (plain of Friuli, north-eastern Italy). *Quaternary Science Review* 28, 1268–1290.

- Poto, L., Gabrieli, J., Crowhurst, S. J., Appleby, P. G., Ferretti, P., Surian, N., Barbante, C., (2013). The first continuous Late Glacial: Holocene peat bog multi-proxy record from the Dolomites (NE Italian Alps). *Quaternary International*, 306, 71–79. doi:10.1016/j.quaint.2013.05.001
- Prager, C., (2005). Relevance of dating deep seated mass movements : evidence from the Holocene Fernpass-rockslide (Northern Calcareous Alps , Tyrol , Austria), Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, European Geosciences Union 2005.
- Prager, C., Krainer, K., Seidl, V., & Chwatal, W., (2006). Spatial features of olocene sturzstorm-deposits inferred from subsurface investigation (Fernpass rockslide, Tyrol, Austria). *Geo.Alp*, 3, 147–166.
- Ravazzi C., Pini R., Vescovi E., Tinner W., & Wick L. (2007). L'ultima transizione glaciale-interglaciale sul versante meridionale delle Alpi e in Pianura Padana. *Clima e Cambiamenti Climatici: le attività di ricerca del CNR*, Vol. Clima e Cambiamenti Climatici, 185-188.
- Ravazzi, C., Badino, F., Marsetti, D., Patera, G., & Reimer, P. J., (2012). Glacial to paraglacial history and forest recovery in the Oglio glacier system (Italian Alps) between 26 and 15 ka cal BP. *Quaternary Science Reviews*, 58, 146–161. doi:10.1016/j.quascirev.2012.10.017.
- Reitner, J. M., (2007). Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. *Quaternary International*, 164-165, 64–84. doi:10.1016/j.quaint.2006.12.016.
- Sanchez, G., Rolland, Y., Corsini, M., Braucher, R., Bourlès, D., Arnold, M., & Aumaître, G., (2010). Relationships between tectonics, slope instability and climate change: Cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. *Geomorphology*, 117(1-2), 1–13. doi:10.1016/j.geomorph.2009.10.019.
- Schrott L., Hufschmidt G., Hankammer M., Hoffmann T., Dikau R. (2003). Spatial distribution of sediment storage type and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology* 55, 45-63.
- Schulz, M., (2002). On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events. *Paleoceanography*, 17(2), 4–14–9. doi:10.1029/2000PA000571.
- Senowbari-Daryan, B., Zühlke, R., Bechstädt, T., & Flügel, E., (1993). Anisian (Middle Triassic) buildups of the Northern Dolomites (Italy): The recovery of reef communities after the Permian/Triassic crisis. *Facies*, 28, 181-256.
- Serandrei Barbero R., Lezziero A., Albani A., Zoppi U. (2001), Depositi tardo-pleistocenici ed olocenici nel sottosuolo veneziano: paleoambienti e cronologia. *Il Quaternario* 14, 9-22.
- Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Chiu, T., Parrenin, F. (2004). Absolute calibration of the Greenland time scale: implications for Antarctic time scales and for delta 14C. *Quaternary Science Reviews* 23, 1513-1522.
- Soldati, M., Corsini, A., & Pasuto, A., (2004). Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena*, 55(2), 141–161. doi:10.1016/S0341-8162(03)00113-9.

- Stefani M., Vincenzi S. (2005). The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system. *Marine Geology* 222-223, 19-48.
- Stenni, B., (2003). Applicazione degli isotopi stabili in paleoclimatologia: le carote di ghiaccio. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 80, 17-27
- Surian N. (1996). The terraces of the Piave River in the Vallone Bellunese (Eastern Alps, Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 19, 119-127.
- Surian N. (1998). Fluvial processes in the alpine environment during the last 15,000 years: a case study from the Venetian Alps, Italy. *Géomorphologie: relief, processus, environment*, 1, 17-26.
- Surian N. (2002). Downstream variation in grain size along an Alpine river: analysis of controls and processes. *Geomorphology* 43, 137-149.
- Surian N., Pellegrini G.B. (2000). Paraglacial sedimentation in the Piave valley (Eastern Alps, Italy): an example of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 23, 87-92.
- Surian N., Ziliani L., Comiti F., Lenzi M.A., Mao L. (2009). Channel adjustments and alteration of sediment fluxes in gravelbed rivers of north-eastern Italy: potentials and limitations for channel recovery. *River Research and Applications* 25, 551-567.
- Tagliavini, F., & Pontin, A., (2008). Studio preliminare dell'evoluzione tardiglaciale della Valle Feltrina. *Rendiconti online Soc. Geol. It.*
- Teatini P., Tosi L., Strozzi T., Carbognin L., Wegmüller U., Rizzetto F. (2005). Mapping regional land displacements in the Venice coastland by an integrated monitoring system. *Remote Sensing of Environment* 98, 403-413.
- Tosi L., (1994). L'evoluzione paleoambientale tardo-quaternaria del litorale veneziano nelle attuali conoscenze. *Il Quaternario*, 7, 589-596.
- Tripsanas, E. K., & Piper, D. J. W., (2008). Late Quaternary stratigraphy and sedimentology of Orphan Basin: Implications for meltwater dispersal in the southern Labrador Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260(3-4), 521–539. doi:10.1016/j.palaeo.2007.12.016
- Vai G.B., Cantelli L. (Ed.) (2004). Litho-Palaeoenvironmental Maps of Italy during the Last two climatic extremis. Map 1 Last Glacial Maximun. Lac, Firenze.
- Van Husen, D., (1987). Die Ostalpen in den Eiszeiten. Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geol. Bundesanstalt, Wien, 24.
- Van Raden, U. J., Colombaroli, D., Gilli, A., Schwander, J., Bernasconi, S. M., van Leeuwen, J., Eicher, U., (2012). High-resolution late-glacial chronology for the Gerzensee lake record (Switzerland): $\delta^{18}\text{O}$ correlation between a Gerzensee-stack and NGRIP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. doi:10.1016/j.palaeo.2012.05.017

- Varnes, D. J., (1978). Slope movement types and processes: Landslides, Analysis and Control, Special Report 176. Schuster, R. R. L., & Krizek, R. J., National Academy of Sciences, National Research Council, Washington D.C. 11-33;
- Venturini, C. (2003). Il Friuli nel Quaternario: evoluzione del territorio. In: Muscio, G. (Ed.) *Glacies, l'età dei ghiacci in Friuli, ambienti climi e vita negli ultimi 100.000 anni*. Museo Friulano di Storia Naturale, Udine, 23-106.
- Venzo S., Carraro F., Petrucci F. (1977). I depositi quaternari e del Neogene superiore nella bassa valle del Piave da Quero al Montello e del Paleo-Piave nella valle del Soligo. *Memorie dell'Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 30, 1-63.
- Vescovi E., Ravazzi C., Arpent E., Finsinger W., Pini R., Valsecchi V., Wick L., Ammann B., Tinner W. (2007). Interaction between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland. *Quaternary Science Review* 26, 1650-1669.
- Viel, G., (1979b). Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografia e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali). *Riv. It. Paleont. Strat.*, Parte II., 85, 85-125.
- Vilaplana, J. M., (1983). Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees). *Acta geologica ispanica*, 18.
- Voight, B., Pariseau, W. G., (1978). Rockslides and avalanches: an introduction. In *Rockslides and avalanches. Natural Phenomena*, Vol 14A, 1-67.
- Wittemburg, P. Von, (1908). Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. *Geol. Palaeont. Abhand.*, 8(5), 1-44.
- Zanferrari A., Avigliano R., Fontana A., Marchesini A., Paiero G. (2008). Carta Geologica d'Italia, Foglio 086 «San Vito al Tagliamento», scala 1:50.000. APAT, Reg. Autonoma Friuli Venezia Giulia.
- Zanferrari A., Avigliano R., Fontana A., Paiero G. (Eds.), (2008c). Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 087 San Vito al Tagliamento. Graphic Linea, Tavagnacco, Udine, 178 pp.
- Zanferrari A., Avigliano R., Grandesso P., Monegato G., Paiero G., Poli M.E., Stefani C. (Eds.), (2008b). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 065 Maniago. Graphic Linea, Tavagnacco, Udine, 224 pp.
- Zanferrari A., Avigliano R., Monegato G., Paiero G., Poli M.E. (Eds.), 2008a. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 066 Udine. Graphic Linea, Tavagnacco, Udine, 176 pp.
- Zanferrari A., Masetti D., Monegato G., Poli M.E. (Eds.), 2013. Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 049 Gemona del Friuli. Graphic Linea, Tavagnacco, Udine, 178

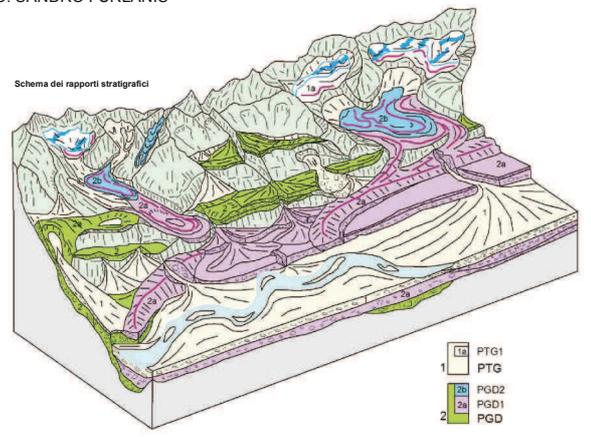
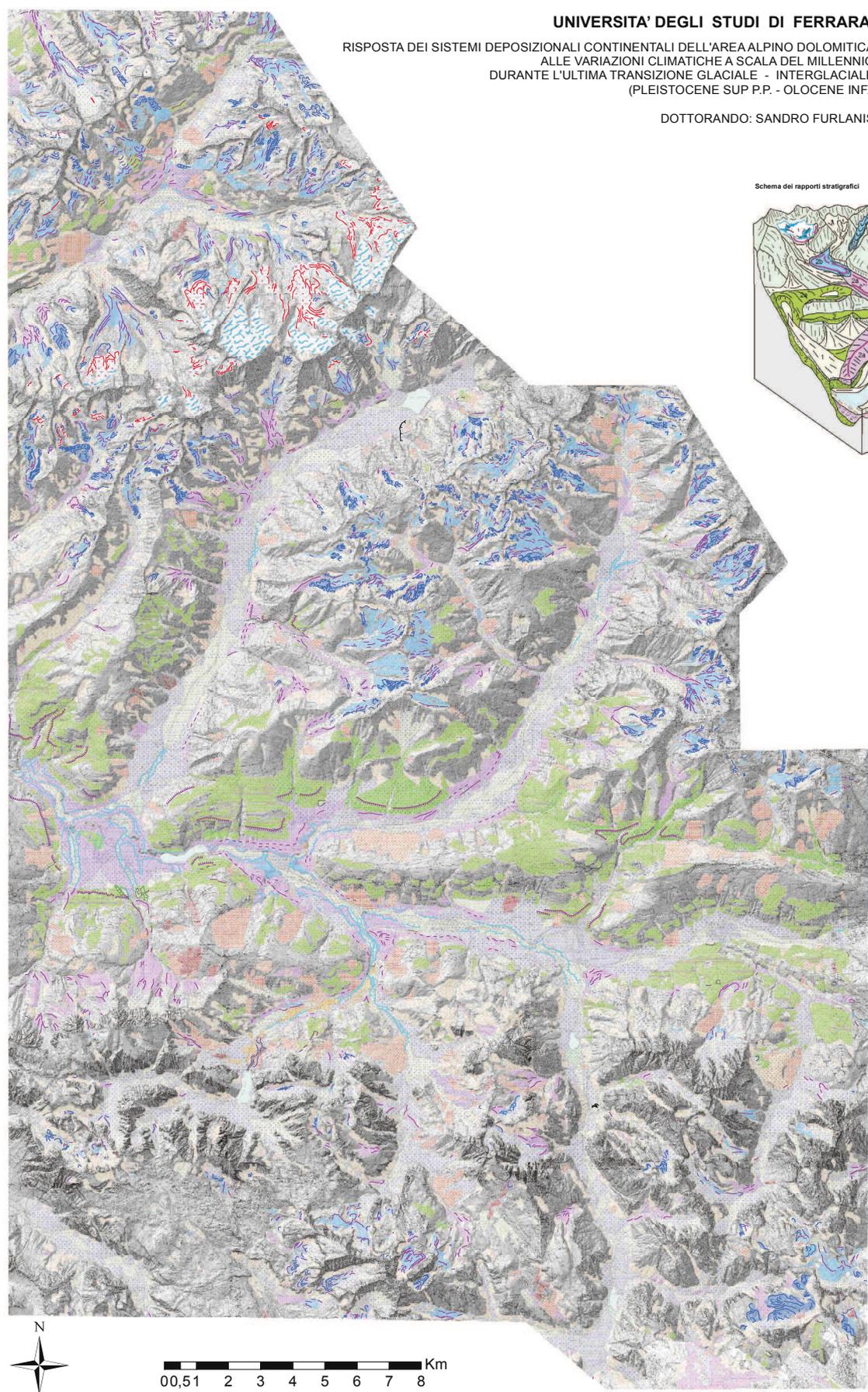
UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI FERRARA

RISPOSTA DEI SISTEMI DEPOSIZIONALI CONTINENTALI DELL'AREA ALPINO DOLOMITICA
ALLE VARIAZIONI CLIMATICHE A SCALA DEL MILLENNIO
DURANTE L'ULTIMA TRANSIZIONE GLACIALE - INTERGLACIALE
(PLEISTOCENE SUP P.P. - OLOCENE INF.)

DOTTORANDO: SANDRO FURLANIS

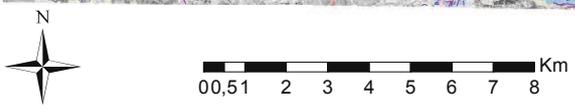
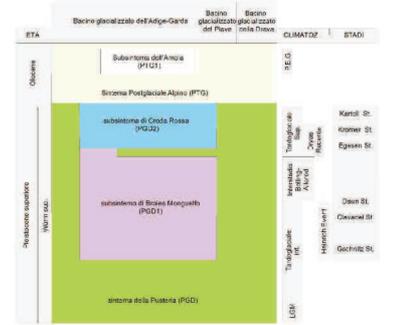
**TAVOLA 3.1 - GEOLOGIA DEL QUATERNARIO
BACINO DELL'ALTA VAL PUSTERIA**

ALLA SCALA 1:50.000



Legenda

- | | |
|--|--|
| Bordo alveo fluviale abbandonato | Dep. lacustre (PTG) |
| Cordone morenico | Deposito palustre e lacustre (PTG) |
| Cordone morenico incerto | Paludi attuali |
| Cordone morenico PEG | Dep. palustre limo (PTG) |
| Cordone rock glacier | Rock glacier (detrito) (PTG) |
| Nivomorfena | Rock glacier (PTG) |
| Orlo di contatto glaciale | Rock glacier (till) (PTG) |
| Orlo di terrazzo di Kame | Till (PTG1) |
| Orlo di terrazzo fluviale | Subsistema di Croda Rossa (PGD2) |
| Scarpatata antropica | Corpo di frana a grossi blocchi (PGD2) |
| Depositi | Dep. di origine mista (PGD2) |
| Generali | Dep. di contatto glaciale (PGD2) |
| Dep. antropico | Rock glacier su till (PGD2) |
| Lago | Till di ablazione (PGD2) |
| Ghiacciaio | Subsistema di Braies Monquello (PGD1) |
| Paleofrane di Braies e Ferrara | Dep. di origine mista (PGD1) |
| Rock avallanche di Ferrara | Conoide di origine mista (PGD1) |
| Rock avallanche di Braies | Dep. di contatto glaciale (PGD1) |
| Sistema Post Glaciale Alpino (PTG) | Rock glacier su till (PGD1) |
| Dep. colluviali (PTG) | Dep. alluvionale sabbia-limo (PGD1) |
| Corpo di frana (PTG) | Dep. glaciolacustre (Cloz) (PGD1) |
| Conoide di frana a grossi blocchi (PTG) | Dep. alluvionale ghiaia-sabbia (PGD1) |
| Detrito di versante (PTG) | Till di ablazione (PGD1) |
| Conoide detritico (PTG) | Sistema della Pusteria (PGD) |
| Detrito di versante a grossi blocchi (PTG) | Dep. alluvionale ghiaia-sabbia (PGD) |
| Dep. di origine mista (PTG) | Dep. di origine mista (PGD) |
| Conoide di origine mista (PTG) | Conoide di origine mista (PGD) |
| Dep. di debris flow (PTG) | Dep. di contatto glaciale (PGD) |
| Dep. alluvionale ghiaia-sabbia (PTG) | Dep. glaciale till indifferenziato (PGD) |
| Dep. alluvionale ghiaia-sabbia (PTG) | Sistemi pre LGM |
| Dep. alluvionale sabbia-limo (PTG) | Conglomerato di Monquello (UCM) |



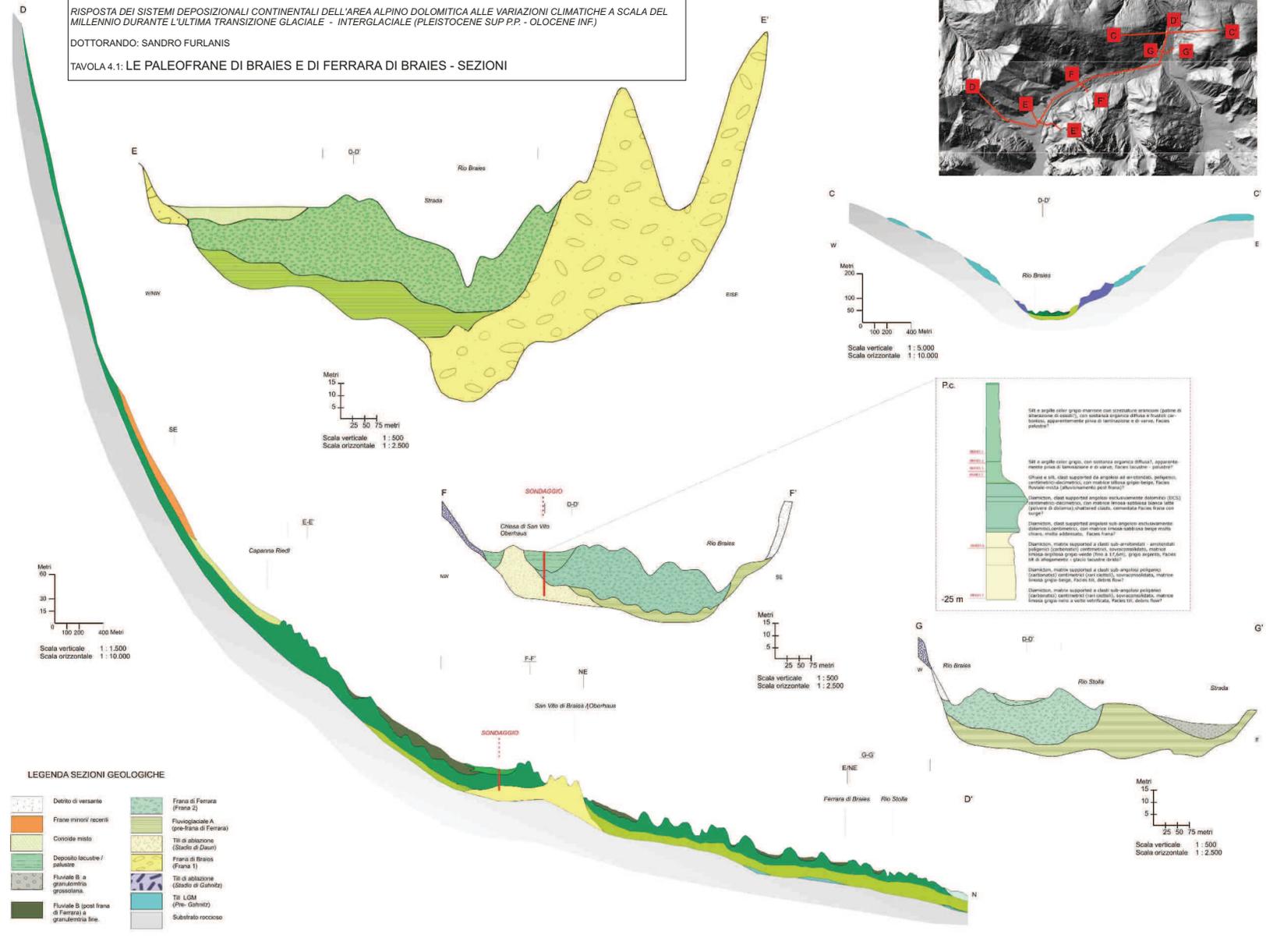
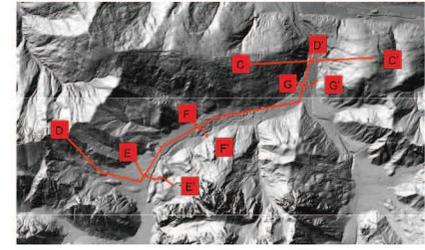
RISPOSTA DEI SISTEMI DEPOSIZIONALI CONTINENTALI DELL'AREA ALPINO DOLOMITICA
ALLE VARIAZIONI CLIMATICHE A SCALA DEL MILLENNIO
DURANTE L'ULTIMA TRANSIZIONE GLACIALE - INTERGLACIALE
(PLEISTOCENE SUP.P.P. - OLOCENE INF.)

DOTTORANDO: SANDRO FURLANIS

TAVOLA 3.2 - GEOLOGIA DEL QUATERNARIO
BACINO DELL'ALTA VAL PUSTERIA
(DETTAGLIO VALLI DI BRAIES, ANTERSELVA, CASIES)
ALLA SCALA 1:25.000



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI FERRARA
 RISPOSTA DEI SISTEMI DEPOSIZIONALI CONTINENTALI DELL'AREA ALPINO DOLOMITICA ALLE VARIAZIONI CLIMATICHE A SCALA DEL MILLENNIO DURANTE L'ULTIMA TRANSIZIONE GLACIALE - INTERGLACIALE (PLEISTOCENE SUP.P.P. - OLOCENE INF.)
 DOTTORANDO: SANDRO FURLANIS
 TAVOLA 4.1: LE PALEOFRANE DI BRAIES E DI FERRARA DI BRAIES - SEZIONI



LA PALEOFRANA DI PALAFAVERA

TAVOLA 4.3: Carta Geologico Gemorfologica e Sezioni, scala 1:10.000



Legend

- | | | | |
|------------------|--------------------|--------------------|------|
| ± | glacitura | geologia | WEN |
| elem_lineari | <all other values> | <all other values> | SC |
| TIPO | Antropico | nome | FS |
| | ZP | FS2 | PAL |
| — | AQ | CG | DC |
| — | FS2 | FCR | TABL |
| — | CG | AAP | HKS |
| — | FCR | AGP | FC |
| — | AAP | AGP | FS1 |
| — | AGP | FER | RA |
| — | FER | TFON | DV |
| — | TFON | MIS | TVZ |
| — | MIS | | DP |
| Tettonica | <all other values> | | |
| — | SVSI | | |
| — | SVS | | |
| — | FINC | | |
| — | FCER | | |

