

## *Serra d'Ivrea, la maggiore morena delle Alpi*

FRANCO GIANOTTI

*Dipartimento di Scienze della Terra, Via Valperga Caluso, 35 - Torino, Italia*

### **1 - Introduzione**

Non sono molte le città a vantare l'associazione con un elemento geologico talmente caratterizzante il paesaggio urbano da diventare l'emblema della città stessa: Napoli e il Vesuvio, Rio de Janeiro e il *Pan de Azucar*, Città del Capo e la Montagna della Tavola compongono panorami celeberrimi. Pur meno famosa, nell'elenco si inserisce Ivrea con la sua magnifica Serra (Fig. 1).



Fig. 1. Panorama della città di Ivrea con lo sfondo della Serra (vecchia cartolina)

Ivrea è una piccola città del Piemonte settentrionale di antica fondazione (l'Eporedia fondata dai Romani repubblicani nel 100 a.C.), oggi nota come sede di una delle più riuscite imprese industriali del '900 (Olivetti). Questo ciclo purtroppo si è chiuso, lasciando a ricordo in città le architetture olivettiane che l'Unesco ha eletto a patrimonio dell'umanità nel 2018. Fortunatamente Ivrea serba un'altra grande risorsa, più fondamentale e duratura: è il suo territorio naturale inteso come geologia del luogo.

La cittadina si trova infatti al centro di un bellissimo anfiteatro morenico, complesso collinare di origine glaciale formato da numerose cerchie (una quarantina distribuite su 300 km<sup>2</sup>) attornianti una vasta pianura interna (200 km<sup>2</sup>) (Fig. 2). Il nome deriva ovviamente dalla somiglianza agli spalti e all'arena degli anfiteatri

romani<sup>1</sup>. L'Anfiteatro Morenico di Ivrea (AMI) fu edificato dal ghiacciaio proveniente dalla Valle d'Aosta<sup>2</sup> nell'arco di una decina di fasi di grande espansione glaciale avvenute nell'ultimo milione di anni della storia geologica, note come le glaciazioni del Periodo Quaternario.

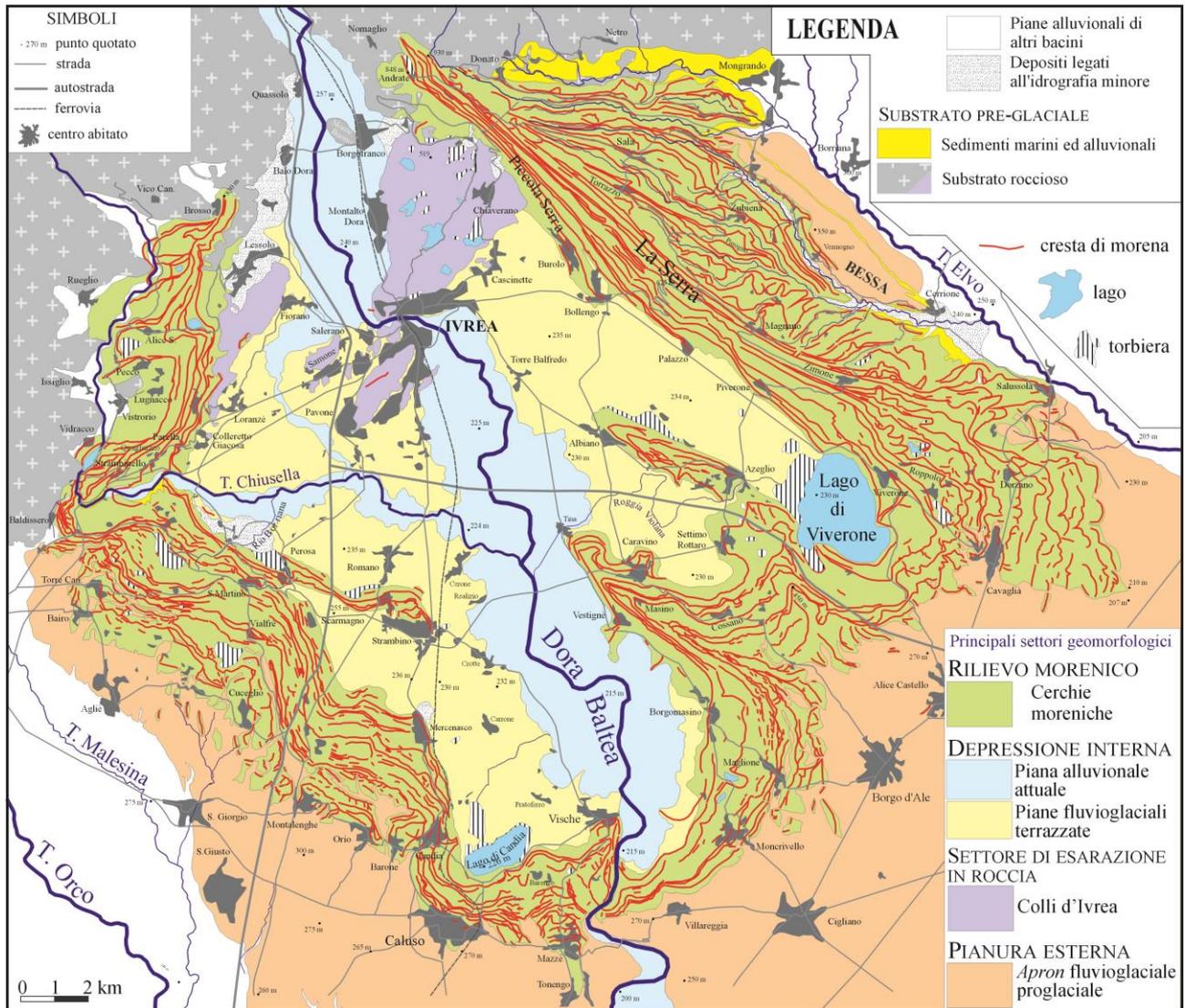


Fig. 2. Carta geomorfologica dell'AMI semplificata (da Gianotti e Marra, 2012)

Non si tratta certamente di un *unicum*, perché tutt'intorno alle catene montuose delle medie latitudini in varie parti della Terra si distribuiscono altri sistemi morenici terminali (Ehlers et al., 2011), ognuno allo sbocco di una grande valle da cui proveniva il ghiacciaio che lo edificò. Ad esempio intorno alle Alpi Europee (Fig. 3) se ne possono contare almeno una trentina, distribuiti tra Italia Settentrionale (10 anfiteatri), Austria (1), Germania (11), Svizzera (4) e Francia (4). Sono tra i territori più piacevoli in cui vivere per il

<sup>1</sup> Nell'anfiteatro morenico il complesso di morene, terrazzi di kame, scaricatori e sfioratori corrisponde alla cavea dell'anfiteatro romano con le sue gradinate, corridoi e accessi; la depressione interna (una pianura nel caso dell'AMI) corrisponde all'arena.

<sup>2</sup> Ghiacciaio della Dora Baltea o Ghiacciaio Balteo.

paesaggio bucolico e multiforme, di transizione tra montagna e pianura<sup>3</sup>, apparentemente labirintico ma in realtà geometricamente ordinato; in taluni anfiteatri la presenza di grandi laghi nella depressione interna mitiga il clima e attira milioni di turisti<sup>4</sup>.

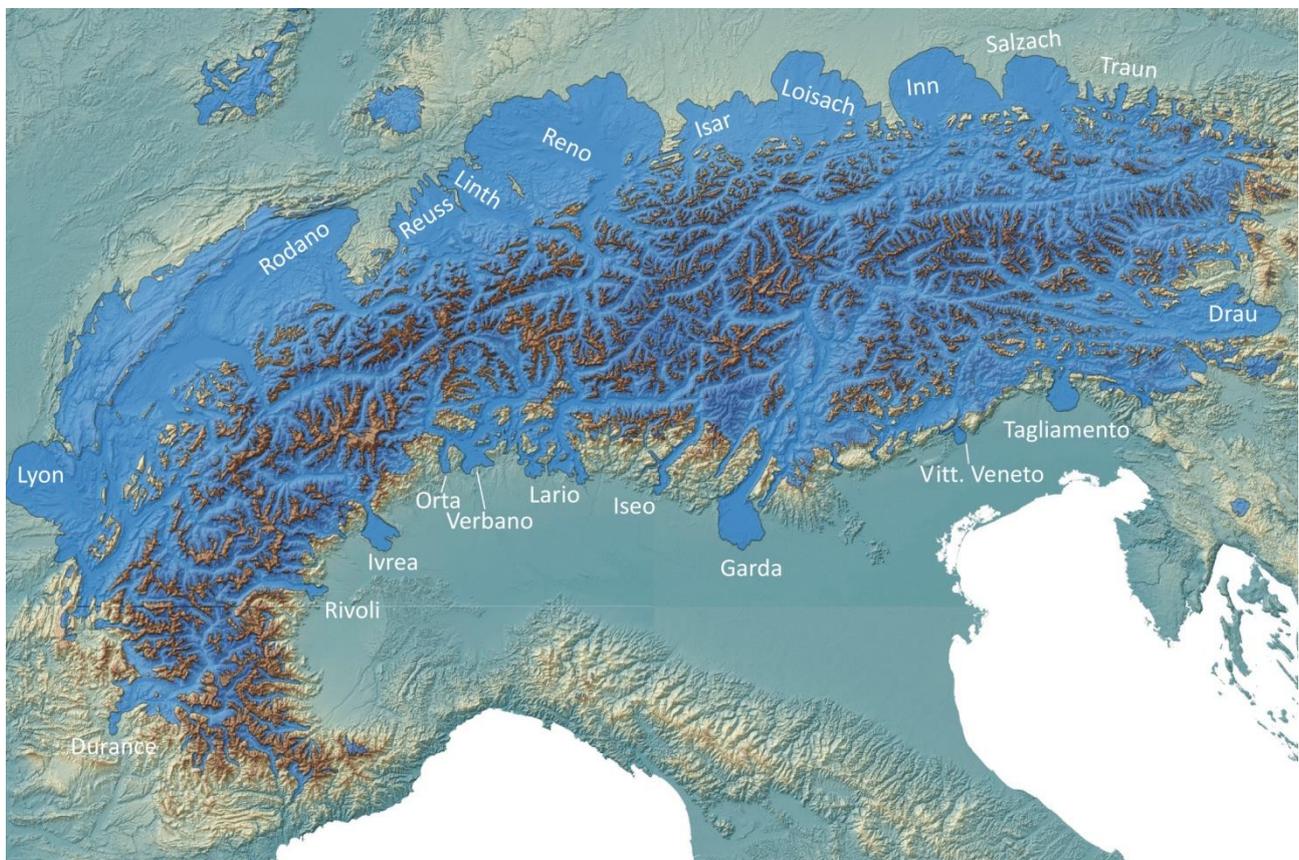


Fig. 3. Espansione dei ghiacciai delle Alpi durante l’Ultimo Massimo Glaciale (LGM). Alla terminazione dei ghiacciai si sviluppano i vari sistemi morenici terminali, che prendono il nome dai rispettivi ghiacciai, da un grande lago o dalla città principale (mod. da Elhers and Gibbard, 2004 e da Ivy-Ochs, 2015)

Questi sistemi morenici, e in particolare quelli del bordo settentrionale delle Alpi, sono quasi tutti più estesi di quello di Ivrea, che, con poco più di 500 km<sup>2</sup>, è il terzo in Italia. Nondimeno l’AMI emerge tra gli altri per la sua potente espressione morfologica, tanto da impressionare autorevoli geologi del passato, che lo giudicarono “il più chiaro, il più parlante, il più imponente fatto geologico dell’alta valle del Po” (Gastaldi, 1869), «forse il più grandioso degli anfiteatri glaciali d’Europa» (Sacco, 1890), “il magnifico anfiteatro di Ivrea, unico per ampiezza e classico fra gli altri” (Baretti, 1893) e “*le plus considérable des amphitéatres de la glaciation alpine*” (Penck et al., 1894)<sup>5</sup>. Questa sua espressività si manifesta essenzialmente come forte

<sup>3</sup> Dove non si è formato un anfiteatro morenico perché il ghiacciaio non è mai arrivato a fuoriuscire dalla propria valle, al suo posto si distende un vasto conoide fluviale (bell’esempio è il conoide del T. Stura allo sbocco delle Valli di Lanzo): in tal caso dalla pianura monotona si passa bruscamente alla montagna. Questo forte contrasto morfologico è particolarmente accentuato al bordo interno delle Alpi Piemontesi, tra Cuorné e Cuneo, ove non esiste la fascia delle Prealpi.

<sup>4</sup> Località rivierasche come Lazise, Bardolino e Peschiera del Garda sono ai primi 25 posti tra le città italiane per numero di pernottamenti (ISTAT 2016).

<sup>5</sup> Secondo PENCK, BRÜCKNER E DU PASQUIER (1894) gli anfiteatri morenici più rimarchevoli per esemplarità di forme sono quelli della Reuss a Mellinghen presso Zurigo, per il settore nordalpino, e della Dora Baltea a Ivrea per il settore sudalpino. Opinione autorevole, in quanto i tre autori producono una prima rassegna sui principali anfiteatri morenici alpini, da essi stessi visitati. La loro conoscenza diretta dell’AMI è confermata dalla descrizione di un itinerario tra Ivrea e Mongrando seguendo la vecchia strada

contrasto tra una vasta e piatta depressione interna e le elevate cerchie moreniche che la circondano, tra le quali spicca per regolarità e imponenza la morena laterale sinistra nota come Serra d'Ivrea. La differenza la fa proprio la Serra che, oltre a essere la principale morena dell'anfiteatro, è anche la maggiore morena di tutta la regione alpina (Penck & Brückner, 1909).

Pur rappresentando un modello superlativo di morena laterale, la Serra d'Ivrea non è stata finora oggetto di ricerche complete e approfondite: soprattutto la sua età, spaziando dal Pleistocene medio al Pleistocene superiore, rimane ancora un argomento controverso. Il presente articolo è una breve sintesi dello stato delle conoscenze, aggiornate grazie a qualche risultato, in parte ancora inedito, di ricerche recenti e in corso.

## 2 - Inquadramento climato-stratigrafico

Gli anfiteatri morenici rappresentano la prova più evidente e tangibile della grande espansione dei ghiacciai continentali nel lontano passato, durante le cosiddette glaciazioni quaternarie<sup>6</sup>. Le glaciazioni hanno avuto due principali effetti fisici sulla superficie terrestre: lo sviluppo dei ghiacciai sui continenti (50 milioni di km<sup>3</sup> di ghiaccio in più) e un conseguente forte abbassamento del livello di mari e oceani (circa 130 m in meno) (Lambeck et al., 2014). Le nostre conoscenze più raffinate sulle glaciazioni derivano da indagini condotte sui sedimenti oceanici, che provvedono un record assai più completo e continuo di quello mal conservato sulle terre emerse<sup>7</sup>. Comunque sia, la storia degli studi va conosciuta sin dalle origini, per tener conto della gran quantità di documentazione bibliografica sugli anfiteatri<sup>8</sup>.

La scoperta delle glaciazioni avvenne nella prima metà dell'800 con la nascita e diffusione della Teoria Glaciale<sup>9</sup>, a partire dallo studio dei massi erratici in Svizzera<sup>10</sup>. L'Era Quaternaria prese allora il significato di Era Glaciale. Inizialmente si concepì l'esistenza di una sola lunghissima glaciazione: ne deriva che nelle prime carte geologiche l'anfiteatro di Ivrea viene rappresentato molto semplicemente con un unico colore (Fig. 4A).

---

provinciale per Biella, attraverso Lago Sirio, Bollengo, Brogolina e Zubiena. Inoltre da una sezione da essi rilevata (fig. 9 op. cit.: "*Coupe au sommet de la Serra*") sulla cresta maggiore della Serra presso Brogolina.

<sup>6</sup> Le grandi glaciazioni del Quaternario rappresentano la fase attuale dell'Epoca Glaciale Cenozoica, che ha inizio 34 milioni di anni fa (limite Eocene-Oligocene) con la formazione della calotta glaciale antartica, prosegue tra 15 e 6 milioni di anni fa (Miocene medio e superiore) con la formazione della calotta glaciale groenlandese e raggiunge il suo massimo con le espansioni dei ghiacciai sulle catene montuose delle medie latitudini (Quaternario, da 2,6 milioni di anni fa).

<sup>7</sup> Negli ambienti continentali emersi prevalgono gli effetti dell'erosione (che cancella i sedimenti) su quelli della sedimentazione (che accumula i sedimenti). Pertanto il record sedimentario conservato è del tutto incompleto, perché frammentario, discontinuo.

<sup>8</sup> Il primo studio sull'AMI, di Gastaldi e Martins, risale al 1850. Da allora sono state prodotte un centinaio di pubblicazioni sulla geologia dell'AMI.

<sup>9</sup> Anticipata da precise note di Hutton (1795) e di Playfair (1802), nei primi tre decenni dell'800 la Teoria Glaciale nasce contemporaneamente in Svizzera (Perraudin, 1818; Venetz, 1821) e in Norvegia (Esmark, 1824), con vari pionieri anche in Germania. Si diffonde in Europa e Nordamerica principalmente per merito degli svizzeri Agassiz (1840) e de Charpentier (1841).

<sup>10</sup> In Svizzera nel 1815-1819 Jean-Pierre Perraudin, cacciatore di camosci del Vallese e guida alpina di Venetz e di De Charpentier, seguendo le tracce dell'esarazione dei ghiacciai in Val de Bagnes, giunse alla conclusione che questi un tempo avevano occupato l'intera valle. Ignace Venetz, ingegnere civile, sviluppando l'idea di Perraudin, realizzò che i ghiacciai raggiunsero estensioni considerevoli, fino al Giura e sulla piana svizzera, dove abbandonarono i loro depositi. Rese pubbliche queste idee nel 1821 al convegno di una società svizzera di scienze naturali e nel 1829 all'incontro annuale della Società dell'Ospizio del Gran San Bernardo. La teoria fu inizialmente ignorata o rigettata.

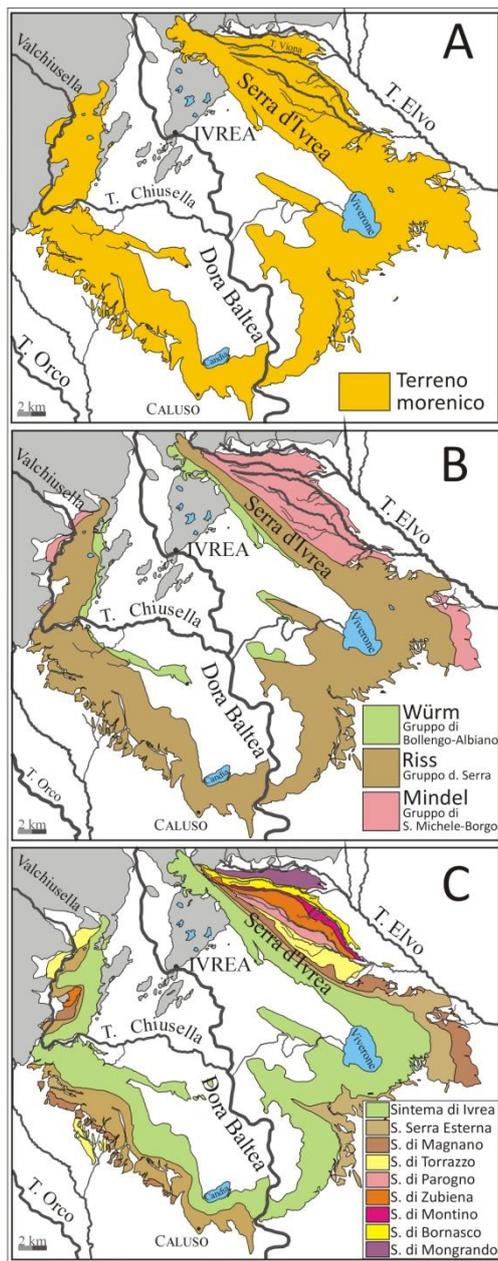


Fig. 4. Evoluzione nel tempo delle carte geologiche dell'AMI in accordo ai diversi modelli sulle glaciazioni: modello della glaciazione unica (A); modello delle quattro glaciazioni separate da lunghi interglaciali, in accordo a Penck & Brückner (1909) (B); modello delle glaciazioni multiple, con numerose glaciazioni separate da brevi interglaciali, nella ricostruzione stratigrafica presentata nel presente articolo (C)

L'approfondimento degli studi nella seconda metà dell'800 in Europa e in Nordamerica portò al riconoscimento di un numero via via crescente di glaciazioni<sup>11</sup>. All'inizio del '900 di conseguenza nacquero, a opera di una seconda generazione di studiosi, le classiche climato-stratigrafie, ampiamente utilizzate fino a una trentina di anni fa per denominare sia le glaciazioni che gli interglaciali che le separano: il modello di Penck<sup>12</sup> e Brückner<sup>13</sup> (1909) e i suoi aggiornamenti prevede per le Alpi Europee le sei glaciazioni Biber, Donau, Günz, Mindel, Riss e Würm<sup>14</sup>. Le carte geologiche dell'AMI prodotte nel secolo scorso secondo questo modello diventano allora a tre colori, dopo che Sacco<sup>15</sup> (1927) riconobbe nell'AMI i prodotti di tre glaciazioni (Mindel, Riss e Würm) (Fig. 4B).

11 Al contrario di ciò che ritenevano Agassiz e Forbes (da cui il modello della glaciazione unica), si accertò che esistettero vari poli di espansione glaciale (e non solo quello polare) e che non ci fu un'unica glaciazione. L'individuazione delle prove di più glaciazioni del Pleistocene avvenne per tappe nel corso della seconda metà dell'800: ad esempio nei Vosgi Edouard Collomb (1847) individuava due corpi di "drift" separati da un livello "interglaciale". Più in generale molto utili furono i suoli: suoli variamente evoluti individuano morene e terrazzi fluviali di età differenti; suoli sepolti (paleosuoli) intercalati ai depositi glaciali provano l'inserzione di una fase calda tra due fasi fredde

12 Albrecht Penck (1858–1945), geografo e geologo tedesco. Professore all'Università di Vienna (1885–1906) e di Berlino (1906–26); direttore (1906–22) dell'Istituto di Oceanografia e Geografia di Berlino. Noto per i suoi studi sulle glaciazioni (specialmente nelle Alpi), per la sua pionieristica classificazione delle forme del paesaggio e per i suoi studi di geografia regionale. Tra i suoi numerosi lavori è *Morphologie der Erdoberfläche* [Morfologia della superficie terrestre] (1894, rev. ed. 1928).

13 Eduard Brückner (nato a Jena il 29.7.1862, morto a Vienna il 20.5.1927), geografo e glaciologo. Professore all'Università di Vienna (1906-27).

14 James Geikie (1877) propose quattro glaciazioni per l'Inghilterra orientale. Per il centro-Europa sono le quattro glaciazioni Elster, Saale, Warthe e Weichsel. Ancora Geikie (1894) fondò la cronologia degli USA centrali; tra il 1894 ed il 1909 Chamberlin e Leverett negli USA centrali denominarono i glaciali dagli stati (Nebraskan, Kansas, Illinoian, Wisconsin) e gli interglaciali dalle città (Aftonian, Yarmouth, Sangemon); contemporaneamente anche sulle Alpi Penck, Brückner & du Pasquier (1894) riconobbero più glaciazioni. Infine A. Penck e E. Brückner (1909) pubblicarono i fondamentali tre volumi di *Die Alpen im Eiszeitalter*, dove i depositi glaciali delle Alpi sono attribuiti alle quattro glaciazioni (Günz, Mindel, Riss, Würm) da essi distinte in base alla stratigrafia ricostruita in Baviera (i loro nomi sono quelli di corsi d'acqua affluenti di destra del Danubio). In conclusione, Würm, Weichsel e Wisconsin sono i tre nomi regionali con cui veniva designata l'ultima glaciazione in diverse parti del mondo.

15 Federico Sacco (Fossano, 5 febbraio 1864 -Trofarello, 2 ottobre 1948), docente di geologia al Politecnico di Torino (1897-1935) e di paleontologia all'Università di Torino. Socio dell'Accademia dei Lincei, dell'Accademia delle Scienze di Torino e presidente della

Tuttavia già allora le ricostruzioni fatte sui complessi morenici dovettero apparire dubbie e frammentarie, per la mancanza di un quadro di riferimento certo sul numero effettivo delle glaciazioni.

La svolta avvenne alla fine degli anni '50, grazie a campagne oceanografiche di carotaggio delle successioni sedimentarie marine. In particolare, l'analisi dei gusci di foraminiferi estratti nelle carote di sedimenti oceanici permise di ottenere dei grafici che evidenziano delle variazioni cicliche del rapporto isotopico dell'ossigeno (stratigrafia MIS = *marine isotope stages*; Emiliani, 1955). Fu poi dimostrato come tali variazioni siano collegate direttamente alle oscillazioni del volume totale dei ghiacciai sui continenti (Shackleton, 1967)<sup>16</sup>.

Ne scaturisce una delle più notevoli ricostruzioni geologiche, mirabile nella sua completezza e semplicità: un grafico espresso come curva a dente di sega che rappresenta la storia degli ultimi 5-6 milioni di anni<sup>17</sup> di clima terrestre, sintetizzato come alternanza di glaciali e interglaciali (Fig. 5).

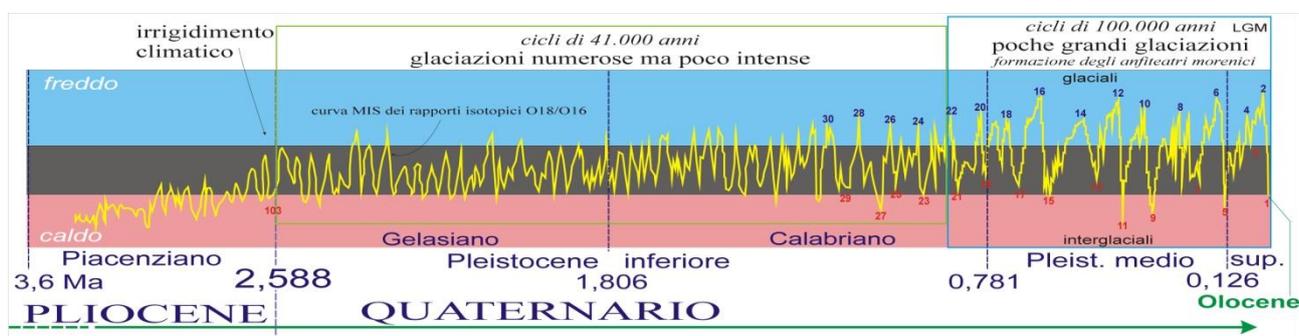


Fig. 5. Curva paleoclimatica mostrante la successione degli stadi glaciali (numeri pari) e interglaciali (numeri dispari) da 3,5 milioni di anni fa al presente, basata sulla misura del rapporto isotopico dell'ossigeno nei sedimenti marini (stratigrafia MIS). Sono indicati i limiti tra le unità cronostratigrafiche (es. Pliocene e Quaternario) con le rispettive età numeriche

La curva MIS è la più importante curva di riferimento per gli studi paleoclimatici di cui disponiamo. In essa le glaciazioni sono indicate dai picchi con numeri pari (MIS 2, 4, 6, ...): ad es. l'ultima glaciazione ora viene definita come MIS 2<sup>18</sup> (e non più come Würm) e tale definizione è compresa e accettata dagli studiosi di tutto il mondo. Le glaciazioni sono separate da fasi calde, dette interglaciali, indicate dai picchi con numero dispari: ad esempio noi viviamo nell'interglaciale MIS 1, corrispondente all'epoca Olocene<sup>19</sup>.

Grazie alla curva MIS siamo finalmente in grado di conoscere quante glaciazioni, quando e quanto intense furono, per gli ultimi 6 milioni di anni! È il quadro di riferimento che prima mancava e dalla sua lettura si

Società Geologica Italiana e del Club Alpino Italiano. La sua opera principale sono i trenta volumi del "I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria", ma spaziò in molti campi della geologia producendo oltre 600 pubblicazioni tra volumi, articoli scientifici e carte geologiche.

<sup>16</sup> Valori più elevati di  $\delta^{18}\text{O}$  corrispondono a fasi glaciali e bassi valori di  $\delta^{18}\text{O}$  a fasi interglaciali.

<sup>17</sup> Comprende quindi tutto il Pliocene (5,3-2,6 Ma) e il Quaternario (2,6-0 Ma).

<sup>18</sup> Nel senso di glaciazione correlata allo stadio isotopico marino 2.

<sup>19</sup> Più esattamente il limite tra gli stadi isotopici MIS 2 e MIS 1 è fissato a 14 ka BP nel Tardoglaciale, al passaggio tra la fase fredda Oldest Dryas e la fase calda Bolling-Allerod, mentre l'epoca Olocene inizia 11,7 ka BP con la fine dell'ultima fase fredda del Dryas Recente. Queste discrepanze nei limiti cronologici sono dovute al fatto che si tratta di stratigrafie diverse, ognuna con la sua terminologia, metodo e scansione cronologica: stratigrafia isotopica (MIS), climato-stratigrafia (LGM, Tardoglaciale, ecc.) e cronostratigrafia (Pleistocene, Olocene, ecc.).

sono avute tre grandi sorprese: innanzitutto le glaciazioni si sono rivelate in numero nettamente superiore a quello precedentemente supposto in base allo studio dei soli depositi continentali; in secondo luogo, si è visto come l'interglaciale caldo che separa due glaciazioni sia un intervallo molto breve rispetto alla durata delle glaciazioni stesse (un 10% circa); in terzo luogo, ora si sa che le grandi glaciazioni si verificarono solo nella terza parte del Quaternario.

Più precisamente, il Periodo Quaternario è iniziato 2,58 Ma (milioni di anni) fa, dov'è posto lo stadio MIS 103, in corrispondenza a un brusco e definitivo raffreddamento del clima globale terrestre<sup>20</sup>. Fatto non casuale, l'inizio del Quaternario è anche marcato dalla comparsa del genere *Homo*! La prima, lunghissima parte del Quaternario, tra i 2,6-0,9 Ma fa (circa il Pleistocene inferiore), è segnata dall'avvicinarsi di numerosissime glaciazioni poco intense: sono una quarantina di cicli climatici di 41.000 anni ognuno, individuati dal MIS 102 al MIS 24 e collegati alle variazioni cicliche dell'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre. Intorno a 900.000 anni fa, e cioè verso la fine del Pleistocene inferiore, il *trend* cambia consistentemente, perché si passa a una successione di poche glaciazioni che si ripetono con minor frequenza, ma che sono caratterizzate da notevole maggior intensità. Sono queste le grandi glaciazioni del Quaternario che si susseguirono nel Pleistocene medio e superiore (MIS 22-MIS 2), incluse in nove grandi cicli interglaciale-glaciale di 100.000 anni ognuno che risultano pertanto collegati alle variazioni dell'eccentricità dell'orbita terrestre. Ogni ciclo di 100.000 anni inizia con 10.000 anni di clima caldo (interglaciale) e prosegue con 90.000 anni di alternanza di fasi fresche (intestadiali) e di fasi fredde (glaciali) sempre più pronunciate, raggiungendo la massima espansione dei ghiacciai verso la fine del ciclo. È durante gli acmi di queste grandi glaciazioni che in tutto il mondo si formarono gli anfiteatri morenici conservatisi sino ad oggi.

In dettaglio, l'Ultimo Ciclo Interglaciale-Glaciale, che si sviluppa nell'intero Pleistocene superiore, ha inizio a 130 ka BP con l'Interglaciale MIS 5e<sup>21</sup>, evolve in senso freddo fino all'acme di espansione glaciale (e minimo livello del mare) a circa 25÷19 ka BP (compreso nel MIS 2) e termina a 11,7 ka cal BP con l'ultima drastica e velocissima deglaciazione con la quale ha inizio l'Olocene. All'interno del ciclo si registrano però due o tre maggiori episodi glaciali: intorno ai 109 ka (MIS 5d), 71÷57 ka (MIS 4) e 29÷14 ka BP (MIS 2). L'ultimo episodio, il maggiore dei tre a scala globale, comprende una fase di acme detta Ultimo Massimo Glaciale (*Last Glacial Maximum* = LGM; 29÷19 ka cal BP) seguita da una fase di regresso dei ghiacciai definita Tardoglaciale (*Lateglacial*; 19÷11,7 ka cal BP).

Infine l'Olocene corrisponde all'incirca all'attuale interglaciale MIS 1: di esso sinora sono trascorsi 11.700 anni, nel cui clima costantemente caldo la civiltà umana ha avuto la possibilità di svilupparsi. Con l'Olocene si è aperto un nuovo ciclo, che dovrebbe evolvere naturalmente in una prossima glaciazione, alterazioni climatiche indotte dall'uomo permettendo.

---

<sup>20</sup> Rispetto a un precedente Pliocene decisamente più caldo.

<sup>21</sup> Stadio isotopico correlabile con l'Eemiano della biostratigrafia centro-nord europea, o col massimo livello del mare.

### 3 - Le glaciazioni e l'AMI

Durante le quaranta piccole glaciazioni della prima parte del Quaternario (2,6-0,9 Ma) il Ghiacciaio Balteo, seppur in forte espansione, rimaneva confinato entro la Valle d'Aosta. Ma con l'avvento delle nove grandi glaciazioni della seconda parte del Quaternario (da 900 ka BP) l'accumulo di ghiaccio si fece così consistente che la valle non poté più contenerlo tutto e il ghiacciaio portò la propria fronte a espandersi in pianura.

All'innesco di ogni nuova glaciazione il Ghiacciaio Balteo (Fig. 6), grazie agli apporti di oltre 30 ghiacciai tributari che vi confluivano, si espandeva in modo non uniforme lungo il solco della Valle d'Aosta, attraverso una serie di avanzate via via più pronunciate intervallate da ritiri più o meno consistenti. La massima espansione veniva raggiunta dopo alcune decine di migliaia di anni, quando la fronte glaciale finalmente sboccava nella pianura a sud di Ivrea, dove costruiva le proprie cerchie moreniche, le più distali delle quali rappresentano la massima espansione di quella glaciazione (Massimo Glaciale).



Fig. 6. Profilo longitudinale di un ghiacciaio vallivo, con i settori di alimentazione e ablazione divisi dalla Linea di Equilibrio. Sono indicati i principali processi e prodotti di erosione e di sedimentazione glaciale (da Gianotti e Marra, 2012)

Con la fine della glaciazione (Tardoglaciale) il ghiacciaio subiva un forte regresso entro la valle di provenienza, anch'esso però interrotto da una serie di riavanzate minori, definite stadi glaciali, ognuna delle quali lasciava testimonianza di sé attraverso l'aggiunta di un piccolo apparato morenico stadiale nel fondovalle. Il ripristino di condizioni climatiche calde, causando il definitivo ritiro dei ghiacciai fino a estinguersi o a restare confinati nei circhi glaciali di alta quota per un periodo di 10.000 anni, segnava l'instaurarsi dell'interglaciale successivo e l'apertura di un nuovo ciclo.

Questa evoluzione, che dovette riguardare tutti i ghiacciai del mondo, avvenne una decina di volte<sup>22</sup> nell'ultimo milione di anni, secondo l'andamento della curva MIS. Un fatto molto importante da tener presente è che un anfiteatro conserva solo una minima parte delle cerchie che sono state via via edificate dal ghiacciaio: ogni volta che il ghiacciaio si espande in pianura, finisce infatti per distruggere quasi tutte le morene deposte nel corso della glaciazione precedente, e prima di tutto va persa l'intera testimonianza degli stadi tardoglaciali entro valle; riescono a conservarsi solo le poche cerchie che hanno la fortuna di non essere più sopravanzate dal ghiacciaio e queste sono ovviamente le più distali.

Questa sequenza di accadimenti ha una prima importante conseguenza e cioè che le cerchie moreniche sono cronologicamente ordinate dalla più esterna<sup>23</sup> (la più antica) alla più interna<sup>24</sup> (più recente): le morene più esterne sono necessariamente anche le più antiche e, al contrario, procedendo dall'esterno verso la conca interna dell'anfiteatro, si incontrano morene via via più recenti. Il principio è intuibile, semplicemente considerando che si sono potute conservare solo quelle morene non più oltrepassate dal ghiacciaio nel corso di una successiva espansione.

Più in generale ne consegue che, nel corso di ogni glaciazione, il Ghiacciaio Balteo ha aggiunto un pezzo nuovo all'anfiteatro, ma nel contempo ha cancellato gran parte di ciò che esso stesso aveva edificato nella glaciazione precedente. Il risultato di questo immane lavoro di erosione e di sedimentazione è l'Anfiteatro Morenico di Ivrea come ci appare oggi.

Se questo vale per tutti i ghiacciai e i loro anfiteatri, nel caso dell'AMI abbiamo le prove di un risultato finale probabilmente eccezionale: nonostante l'opera di demolizione sistematica perpetrato dai ghiacciai e dalle loro acque di fusione, è dimostrabile come nell'AMI si siano conservate morene e depositi di tutte le glaciazioni (o quasi<sup>25</sup>), caso unico forse a livello mondiale (Gianotti et al., 2015). Oltre al suo evidente primato geomorfologico, questo fatto costituisce per l'AMI un altissimo valore scientifico<sup>26</sup>.

Allo stato dell'arte, l'AMI è dunque costituito dalle cerchie moreniche di massima espansione di nove glaciazioni (Fig. 4C e 7), a cui si aggiunge in posizione più interna l'intera *suite* delle cerchie stadiali legate al ritiro del ghiacciaio nell'ultima glaciazione (si veda il Cap. 6).

---

<sup>22</sup> Teoricamente ci sono nove cicli interglaciale-glaciale e dunque nove glaciazioni. Tuttavia alcuni cicli (come l'ultimo) mostrano più di una fase di grande espansione dei ghiacciai e dunque il conteggio si complica.

<sup>23</sup> Le cerchie più esterne sono quelle più distanti in senso radiale dallo sbocco della valle da cui proveniva il ghiacciaio. Nell'AMI la cerchia in assoluto più esterna è quella di Donato-Mongrando ed è perciò la più antica dell'AMI: ha circa 900 ka ed è stata datata al Pleistocene inferiore grazie alla misura di polarità paleomagnetica inversa dei suoi depositi glaciolacustri (Carraro et al., 1991).

<sup>24</sup> Della cerchia più interna dell'AMI fa parte la Piccola Serra, di età LGM stimabile a circa 24 ka BP. In realtà, in posizione ancora più interna, sono state riconosciute sui Colli d'Ivrea altre piccole cerchie molto frammentate, tra cui quella di Pavone con morena frontale a Cascina Rossi a Sud di Ivrea (Gianotti et al., 2008).

<sup>25</sup> Potrebbero essere assenti i depositi e le morene della glaciazione correlabile allo stadio MIS 14 (e forse anche quella del MIS 8), in accordo con un segnale più debole del picco nella curva MIS.

<sup>26</sup> Questo valore è ancora più importante di quello geomorfologico, anche se meno appariscente, perché di tipo stratigrafico. La stratigrafia è la disciplina che studia la storia della Terra attraverso il suo record sedimentario.

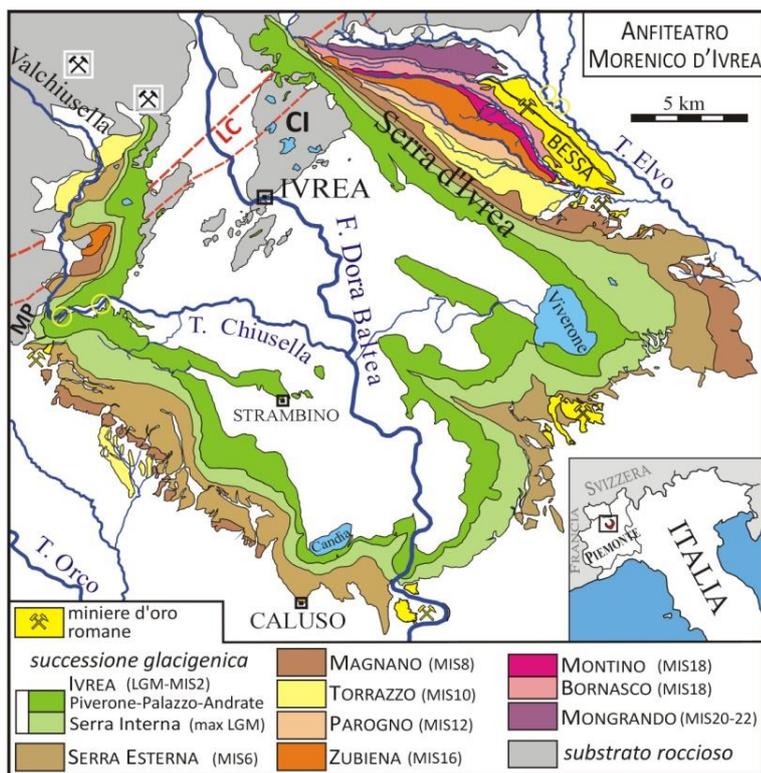


Fig. 7. Carta di sintesi stratigrafica dell'AMI (da Canavese et al., 2018). Ad ogni colore corrispondono cerchi moreniche formatesi in glaciazioni differenti. Il colore verde individua le unità più interne, formatesi nell'ultima glaciazione (MIS 2). Le unità di Bornasco e di Montino sono correlabili alle due fasi glaciali che caratterizzano l'antica glaciazione MIS 18 (vedi Fig. 24). Sono mappati anche i Colli d'Ivrea (CI), le due faglie della Linea del Canavese (LC), gli areali di affioramento dei depositi marini del Pliocene (cerchi gialli), le miniere d'oro di epoca romana repubblicana (II-I sec. a.C.) e le miniere di ferro di Brosso e di Traversella.

#### 4 - Gli elementi di un anfiteatro morenico

L'AMI si compone di quattro differenti settori geomorfologici: le cerchie moreniche, la depressione interna<sup>27</sup>, i Colli d'Ivrea e la pianura fluvio-glaciale esterna (Fig. 8 e 9). Cerchie moreniche e depressione interna, dalla quale emergono le collinette rocciose dei Colli d'Ivrea, formano l'anfiteatro morenico in senso stretto, con una superficie di poco oltre 500 km<sup>2</sup>. Se ad esso si aggiunge la grande pianura fluvio-glaciale che all'esterno avvolge l'anfiteatro come un grembiule<sup>28</sup>, l'estensione raddoppia a circa 1000 km<sup>2</sup> del sistema glacigenico della Dora Baltea.

Come per altri anfiteatri<sup>29</sup>, anche l'AMI risulta differenziarsi in distinti apparati morenici frontali generati dalla ramificazione del ghiacciaio in una serie di tre lobi glaciali principali (di Viverone, di Vische e di Settimo Rottaro), più un alto numero di lobi minori, ognuno col proprio corteo di morene laterali e frontali (Fig. 10).

<sup>27</sup> La piana interna è definibile come depressione, perché si distribuisce sistematicamente a quota inferiore rispetto ai più vicini settori di pianura attornianti l'anfiteatro: ad esempio il Lago di Candia (226 m) è di almeno 40 m più basso della piana di Caluso (270÷265 m), nonostante si trovi più a monte; la pianura superiore di Strambino (250÷235 m) è molto più bassa non solo dei pianalti di Agliè-San Giorgio (340÷310 m), ma anche della pianura alluvionale del T. Malesina (275 m); il Lago di Viverone (230 m) è 40 m più basso della piana di Cavaglia; la piana di Bollengo (235 m) è più bassa non solo del terrazzo della Bessa (350 m), ma anche del conoide antico dell'Elvo-Cervo (310÷280 m) e persino dell'alveo del T. Elvo che lo incide (300÷270 m).

<sup>28</sup> Esternamente all'AMI, a partire dal piede delle cerchie più distali del settore frontale, si estende una vasta pianura che degrada verso il Po. Tale pianura è profondamente incisa dalla Dora Baltea, che la ripartisce in due pianalti (quello occidentale, di San Giusto Canavese- Tonengo- Montanaro-Torrazza, in destra; e quello orientale, di Villareggia-Sanhià-Crescentino-Castell'Apertole, in sinistra), ed è sensibilmente sospesa anche sulle pianure alluvionali del T. Orco, del T. Elvo e del F. Po, che la bordano sugli altri tre lati.

<sup>29</sup> Ad esempio, anche l'altro anfiteatro morenico del Piemonte, quello di Rivoli-Avigliana allo sbocco della Val di Susa, è composto da due distinti apparati di lobo glaciale (Ivy-Ochs et al., 2018)

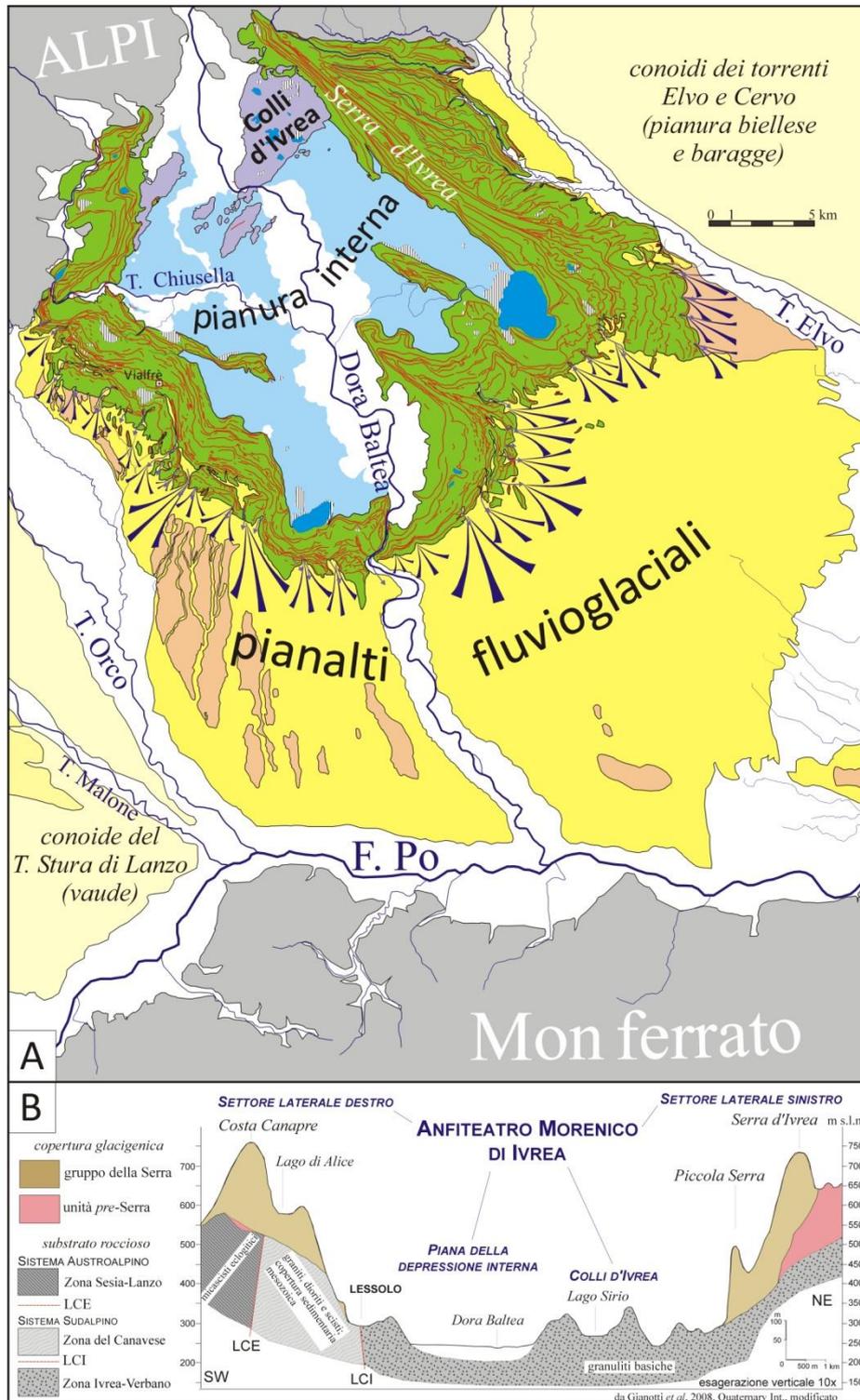


Fig. 8. A) Mappa dei quattro principali settori geomorfologici del sistema glacigenico della Dora Baltea in pianura: cerchi moreniche (in verde), pianura interna, Colli d'Ivrea e pianura esterna. L'anfiteatro occupa i due terzi dello spazio di pianura tra le Alpi e il Monferrato. I pianalti fluvioglaciali corrispondono agli alti terrazzi della pianura proglaciale esterna (in rosa sono i terrazzi più antichi). I simboli blu con forma a ventaglio indicano i conoidi fluvioglaciali che prendono origine dagli sfioratori dell'AMI e dalla cui saldatura ha origine la pianura esterna. Le aree bianche rappresentano i bassi terrazzi della pianura alluvionale recente ed attuale, ove scorrono i corsi d'acqua. B) Schema con i tre settori dell'anfiteatro in profilo trasversale condotto attraverso i Colli d'Ivrea: i depositi glaciali formanti le morene antiche e recenti poggiano sulle rocce della crosta terrestre sudalpina e austroalpina, molto più antiche

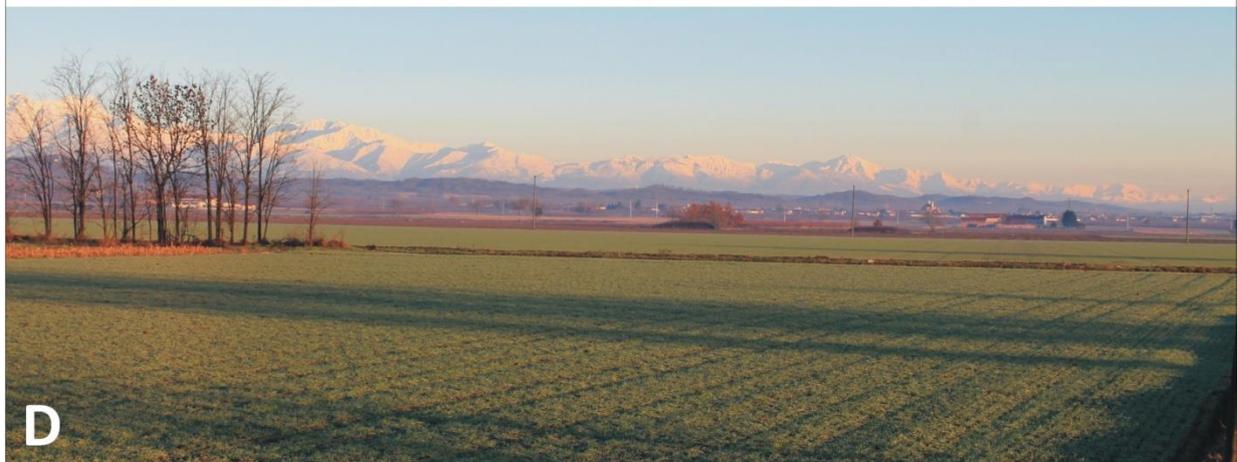
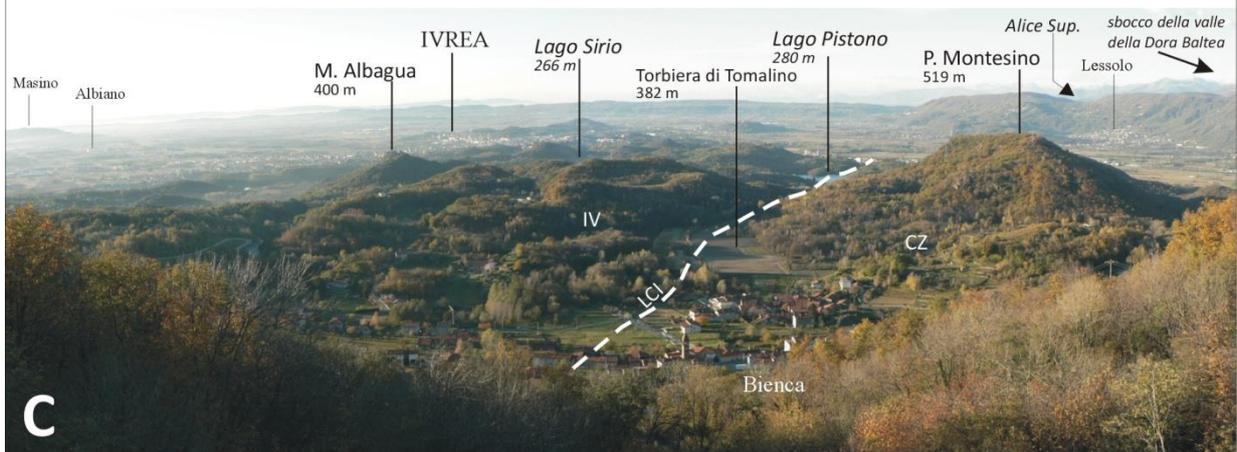


Fig. 9. Panorami sui quattro settori dell'AMI. A) Le cerchie moreniche del settore sinistro abbracciano la depressione interna (veduta dalle falde del Bric Paglie/ Colma di Mombarone). B) Piana della depressione interna tra Vestignè, Mercenasco e Candia (veduta dal Castello di Masino); C) Le collinette rocciose di abrasione subglaciale dei Colli d'Ivrea: la crosta continentale profonda (IV: Zona Ivrea-Verbano) è qui messa a contatto con la crosta continentale superficiale (CZ: Zona del Canavese) dalla faglia Linea del Canavese Interna (LCI). La cima della P. Montesino, massima elevazione dei colli, è in realtà formata da una notevole morena, caso unico in quest'area (veduta dalla strada Borgofranco-Mongrando). D) Aspetto della pianura proglaciale esterna a Cigliano con le cerchie moreniche frontali di Maglione-Moncrivello-Villareggia in secondo piano. Sullo sfondo le Alpi Biellesi innevate (veduta dalla strada tra Livorno Ferraris e Cigliano).

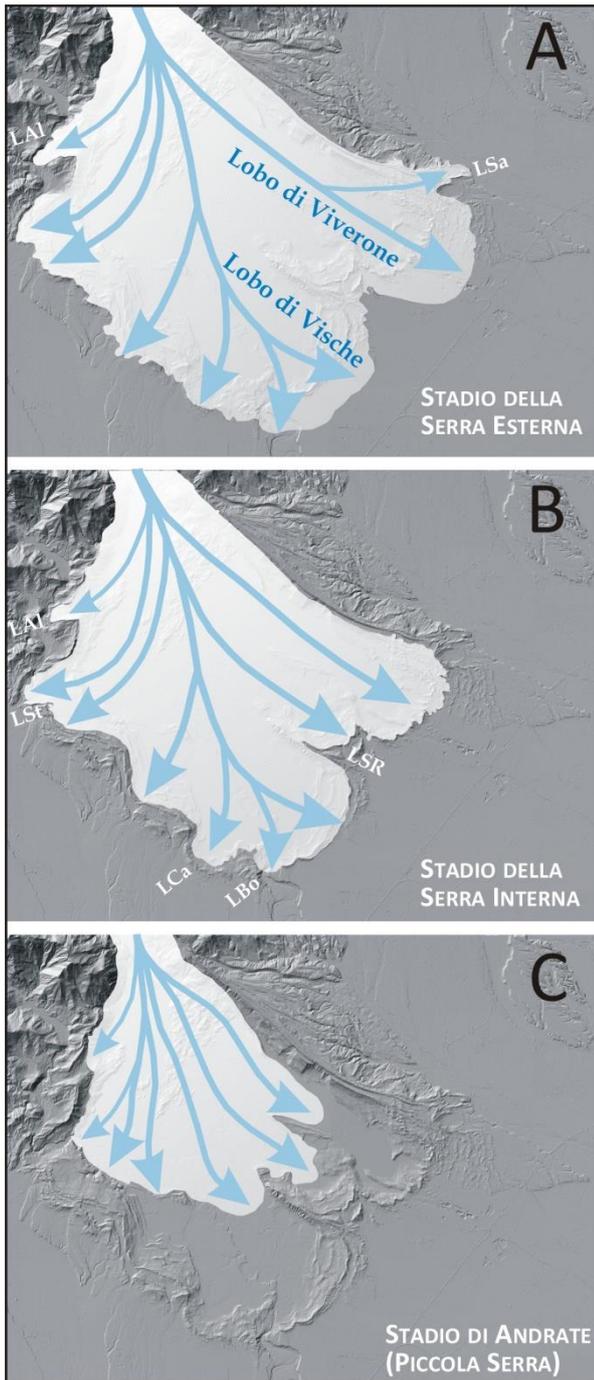


Fig. 10. Configurazione del Ghiacciaio Balteo durante (A) l'acme della penultima glaciazione (stadio della Serra Esterna), (B) l'acme dell'ultima glaciazione (stadio della Serra Interna) e (C) lo stadio di ritiro di Andrate. Sono indicati i principali lobi glaciali: di Alice Superiore (LAl), Salussola (LSa), Settimo Rottaro (LSR), Candia (LCa), Borgomasino (LBo) e Strambinello (LSt)

La Serra d'Ivrea fa naturalmente parte del settore delle cerchie moreniche e più esattamente si configura come il sistema laterale sinistro del lobo glaciale di Viverone. Più in generale però le cerchie non sono costituite solo da morene, ma anche da altre tipologie di elementi, importanti perché diffusissimi. A comporre le cerchie moreniche ci sono infatti quattro tipi di forme fondamentali: morene, terrazzi di kame, scaricatori e sfioratori. Le principali sono le morene e i terrazzi di kame (pron. kéim), che formano il rilievo dell'anfiteatro fatto di depositi glacialigenici (depositi glaciali, fluvioglaciali e glaciolacustri).

Le morene sono separate l'una dall'altra da avvallamenti paralleli che si chiamano valli moreniche o scaricatori, in forma di solchi che agirono da grondaie di scolo delle acque di fusione glaciale: l'esempio più mirabile è lo scaricatore di Zimone, stretto ad alta quota tra due morene della Serra (Fig. 11).

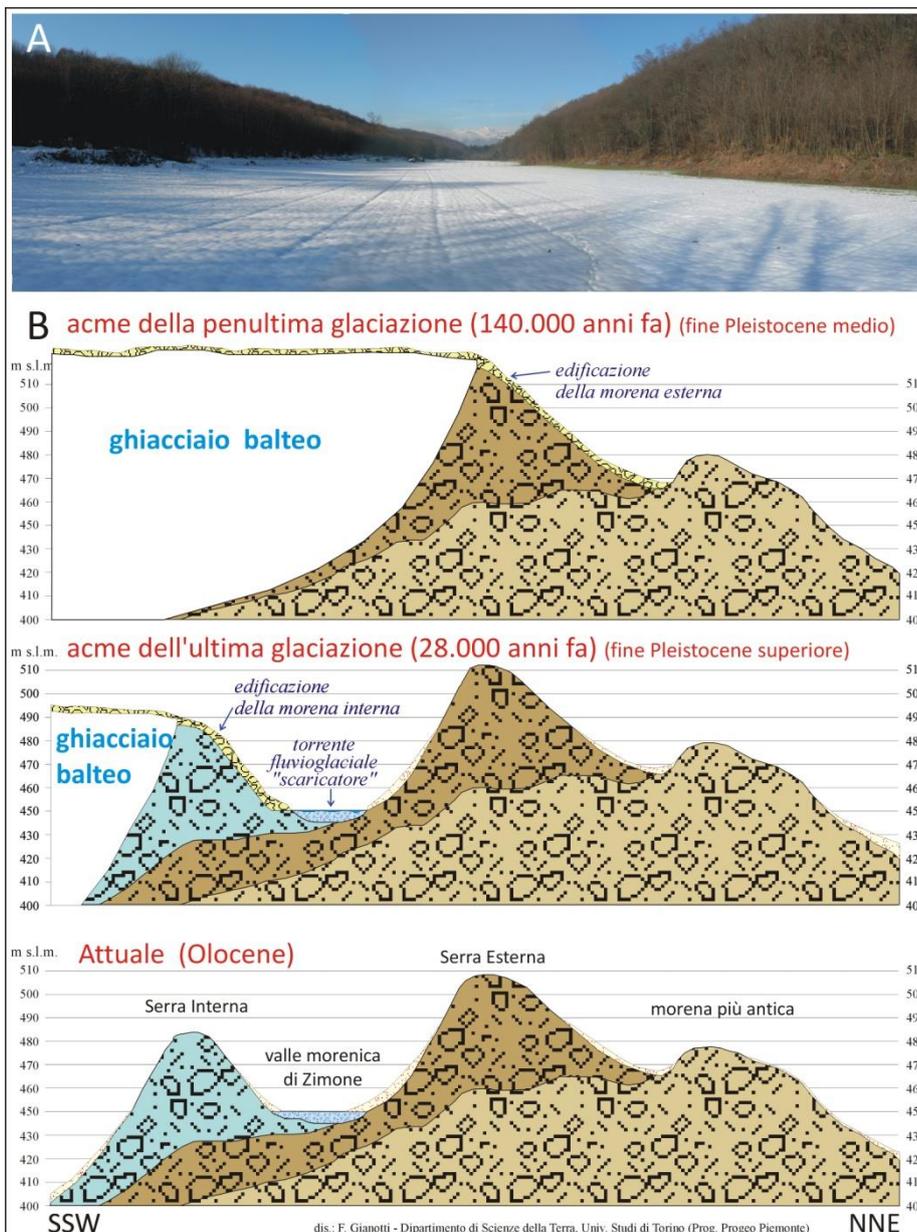


Fig. 11. A) La valle-scaricatore di Zimone (q. 450) in veduta invernale, tra la morena della Serra Esterna (a destra, q. 510 m) e la morena della Serra Interna (a sinistra, q. 490 m). I depositi fluviali proglaciali dello scaricatore, sepolti sotto la piana, hanno la stessa età LGM della Serra Interna (circa 27-25 ka BP). Le due morene si sono formate in due diverse glaciazioni e quindi hanno 100.000 anni di differenza di età (nell'ipotesi della Serra Esterna riferita al MIS 6). Il limite tra le due unità cade in corrispondenza alla base della morena di destra (striscia di prato verde). La montagna sullo sfondo è la Cima di Bonze tra il Vallone di Scararo e la Valchiusella. B) Genesi dello scaricatore di Zimone (da PROGEO-Piemonte, itinerari geologici).

Le morene sono inoltre intersecate dai cosiddetti sfioratori, varchi attraverso i quali l'acqua di fusione oltrepassava una cerchia: durante ogni glaciazione erano contemporaneamente in attività parecchi sfioratori nelle varie parti dell'AMI<sup>30</sup>, ma attualmente l'unico attivo, erede di uno sfioratore che ha funzionato almeno nelle ultime tre glaciazioni, è la profonda forra di Mazzé attraverso la quale il Fiume Dora Baltea esce dall'anfiteatro<sup>31</sup>.

In rapporto al ghiacciaio, morene e terrazzi di kame sono entrambe forme di accumulo di margine glaciale, gli sfioratori sono forme di erosione di margine glaciale, mentre gli scaricatori sono forme complesse di posizione proglaciale.

Le morene si formano per accumulo di sedimenti glaciali lungo il margine del ghiacciaio stesso (Fig. 12). Vista in pianta, la morena è un rilievo collinare di forma stretta e molto allungata, che ricalca esattamente quello che era il bordo del ghiacciaio. In sezione ha geometria triangolare, composta da due fianchi più o meno ripidi che convergono verso l'alto in una stretta sommità definita cresta (Fig. 12). I due lati inclinati si chiamano fianchi della morena: si distinguono un fianco interno, su cui poggiava il ghiacciaio, e un fianco esterno, su cui il ghiacciaio scaricava il detrito di trasporto supraglaciale. Ad esempio per la Serra il fianco interno è quello visibile dal Canavese, che si innalza ripidissimo dalla conca interna, mentre il fianco esterno è quello retrostante, non visibile se non provenendo dal Biellese.

I terrazzi di kame sono a loro volta delle forme di margine glaciale, ma con morfologia completamente differente: sono infatti delle superfici pianeggianti sospese sul fianco interno delle morene, perché corrispondono alla superficie di colmamento di laghetti effimeri formati tra una morena e il bordo del ghiacciaio (Fig. 13)<sup>32</sup>. Apparentemente meno importanti, i terrazzi di kame sono in realtà molto numerosi, in particolare nel settore frontale dell'anfiteatro, come tutt'intorno ai laghi di Viverone e di Candia dove formano gradinate di terrazzi ancora più estesi delle stesse morene che li delimitano all'esterno.

Entrambe le forme per essere generate abbisognano di un lungo stazionamento del margine glaciale<sup>33</sup>, con la differenza che mentre le morene sono legate a una debole tendenza all'avanzata<sup>34</sup>, i terrazzi di kame sono

---

30 Se ci si limita al settore frontale tra Salussola e Torre Canavese, si riconoscono facilmente una ventina di sfioratori principali, oltre ad una quantità di altri sfioratori minori: dal settore sinistro (orientale) a quello destro (occidentale) sono quelli di Cavaglià (q. 300 m), Dora Morta (q. 300 m), Passo d'Avenco (q. 325 m), Bocca d'Arbaro (q. 355 m), Sapel da Bras (q. 339 m), Suc (q. 287), San Maurizio (q. 270 m), Moncrivello (q. 294 m), Mazzè (q. 214 m), Valle della Motta (q. 275 m; Fig. 24), Caluso (3 sfioratori a q. 297, 301 e 315 m), Candia (q. 306 m), Barone Canavese (q. 314 m), Montalenghe (q. 331 m), Taglio Grosso esterno (q. 362 m), Ronchi (q. 425 m) e Pramonico (q. 395 m). Questi varchi, che mettono in comunicazione la piana interna con quella esterna attraverso le cerchie moreniche, hanno funzionato da sfioratori di torrenti glaciali in momenti diversi, quando non nel corso di glaciazioni differenti; ma è altrettanto vero che più sfioratori possono essere stati attivi contemporaneamente durante uno stesso episodio.

31 Lo sfioratore di Mazzè rappresenta quindi lo «scarico» della depressione interna: in sua assenza le cerchie moreniche delimiterebbero una depressione chiusa colmata da un grande lago. Per gli altri sfioratori passano invece strade principali e secondarie. Gli sfioratori minori, più acclivi, sono attraversati da carrarecce, mulattiere o sentieri. Solo le grandi opere più «rigide», quali l'autostrada Torino-Aosta, la bretella di Santhià e la ferrovia, superano il rilievo morenico in galleria o in trincea.

32 Quando infatti un lago si estingue perché viene completamente colmato di sedimenti, come risultato si forma una superficie perfettamente piana e orizzontale, che rappresenta l'espressione morfologica dei depositi palustri che chiudono verso l'alto la sequenza. Nel caso dei terrazzi di kame i depositi palustri non si formano, ma il risultato finale è comunque una superficie pianeggiante.

33 Se il bordo del ghiacciaio oscillasse in continuazione avanti e indietro, il detrito verrebbe sparso su un'area vasta e non si formerebbe alcuna morena. Perché una morena si formi, il bordo del ghiacciaio in avanzata deve fermarsi, in genere perché bloccato da un ostacolo (ad es. un rialzo in roccia o una vecchia morena) e deve stazionare per un tempo sufficientemente lungo (secoli): in tal caso il detrito di trasporto glaciale viene depositato sempre lungo lo stesso allineamento, determinando l'accumulo di sedimenti che formano la morena.

causati da uno stazionamento glaciale con tendenza a un lento e graduale ritiro<sup>35</sup>. Basta questa impercettibile differenza di dinamica glaciale, a generare l'associazione di due forme del paesaggio completamente diverse.

Tornando alle morene, esse si classificano come morene laterali e morene frontali rispetto alla posizione che avevano lungo il margine del ghiacciaio. Le morene laterali, come la Serra e la Piccola Serra, si formano parallelamente al senso di scorrimento del ghiacciaio, mentre le morene frontali, come il ventaglio di alture dispiegato tra Cavaglià, Vische e Caluso, si formano perpendicolarmente al senso di scorrimento del ghiacciaio. Questi due assetti opposti, rispetto a una massa glaciale in movimento, determinano caratteri geomorfologici e sedimentologici completamente diversi tra i due tipi di morena.

Per quanto riguarda la morfologia, alcune differenze sono ben note: le morene laterali sono caratterizzate da un andamento rettilineo, quelle frontali sono invece distinguibili per la loro forma nettamente arcuata in pianta, con la concavità rivolta a monte, verso il ghiacciaio; inoltre le morene laterali sono mediamente molto più alte e ripide delle corrispondenti frontali. Altri caratteri sono meno evidenti: generalmente le morene laterali hanno un fianco interno più ripido di quello esterno, mentre per le morene frontali vale il contrario.

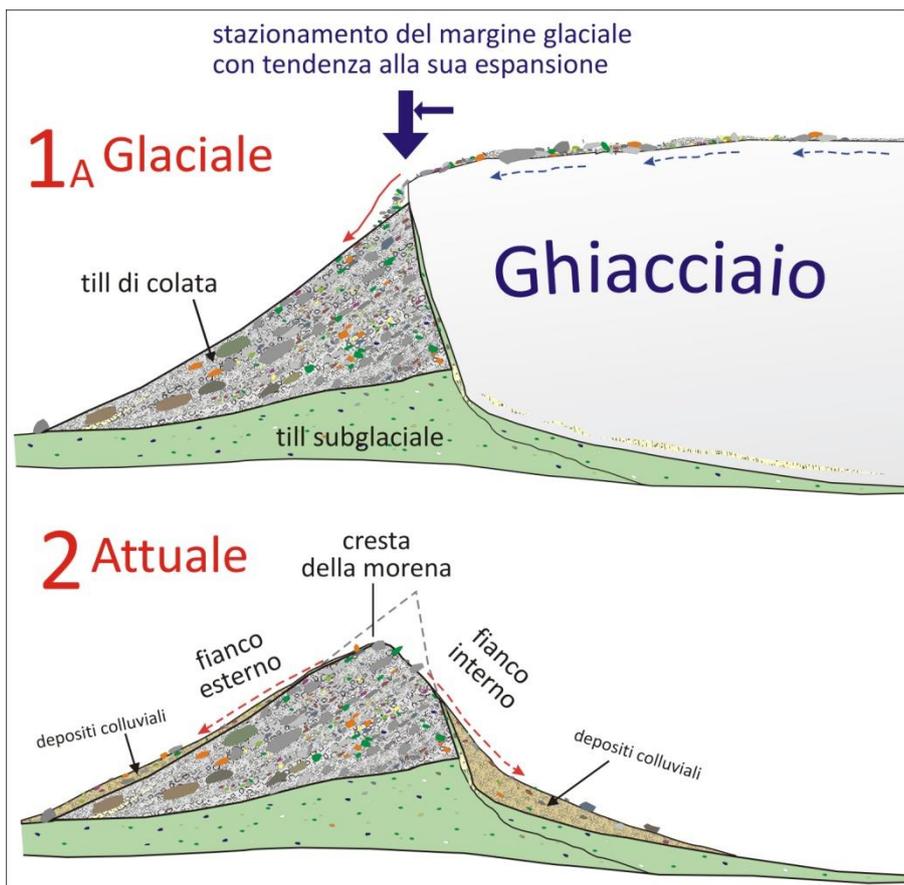


Fig. 12. Formazione di una morena laterale ai bordi del ghiacciaio

<sup>34</sup> La moderata tendenza ad avanzare fa sì che il ghiacciaio si presenti sempre sopra la cresta della morena che sta costruendo, in modo da poter aggiungere detrito sulla stessa, che in tal modo cresce verso l'alto e verso l'esterno.

<sup>35</sup> La moderata tendenza a ritirarsi del ghiacciaio crea uno spazio vuoto tra il bordo del ghiacciaio e la morena, che, essendo una depressione chiusa, si riempie di acqua generando un lago di margine glaciale.

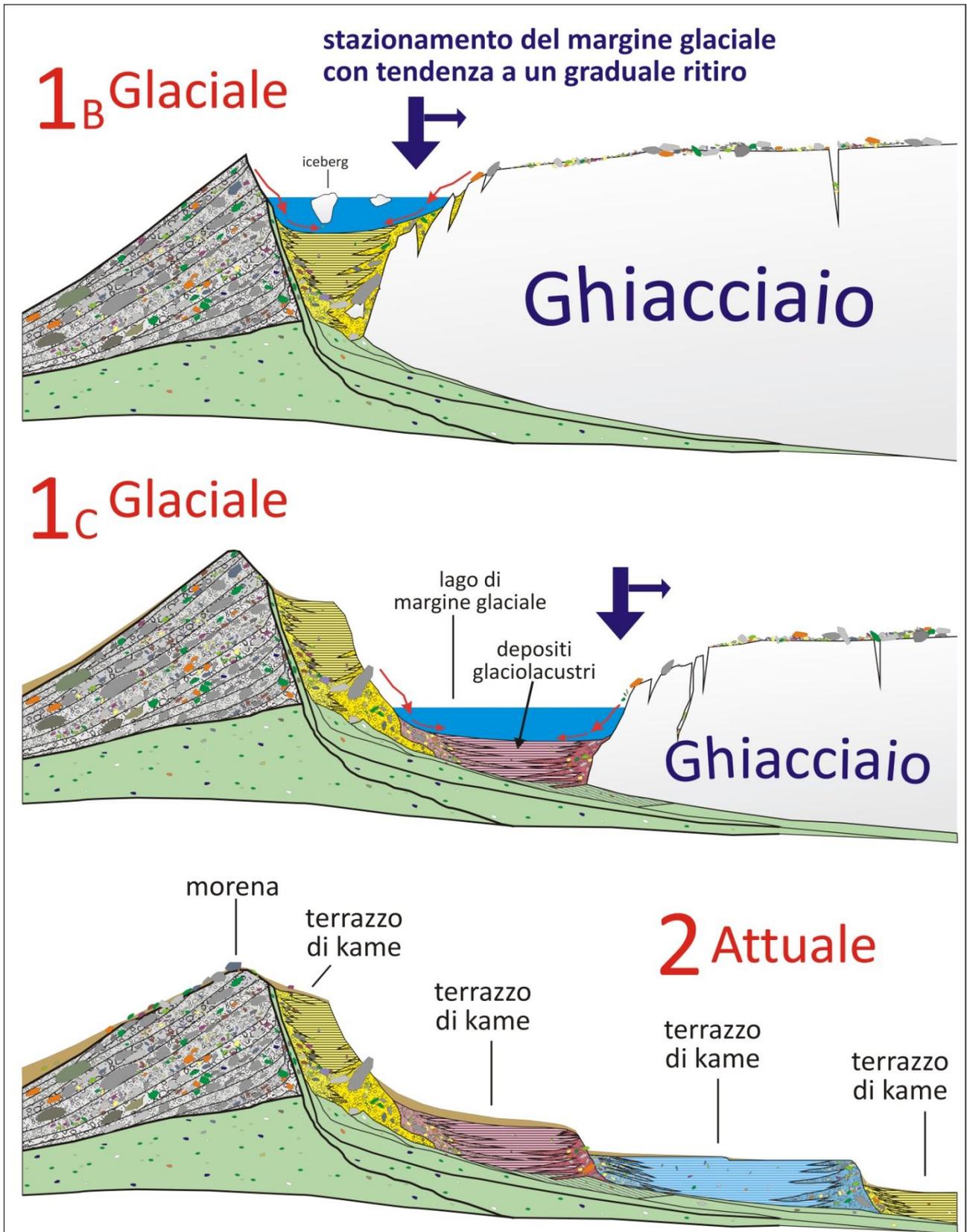


Fig. 13. Formazione dei terrazzi di kame ai bordi del ghiacciaio

Per quanto riguarda la facies<sup>36</sup>, le morene laterali sono costituite principalmente da till<sup>37</sup> di colata di margine glaciale derivante da detrito di trasporto supraglaciale (Fig. 12); le morene frontali sono costituite in massima parte da till submarginale derivante da detrito di trasporto subglaciale. Per rendersene conto è sufficiente confrontare i depositi che localmente affiorano sulla Serra d’Ivrea con quelli che formano le morene frontali di Mazzè (Fig. 14). In effetti la Serra d’Ivrea è costituita prevalentemente da depositi molto grossolani (Fig. 14A), perché ricchi di ciottoli e blocchi di ogni dimensione sostenuti da abbondante matrice sabbioso-siltosa non selezionata, organizzati in strati inclinati poco evidenti<sup>38</sup>.

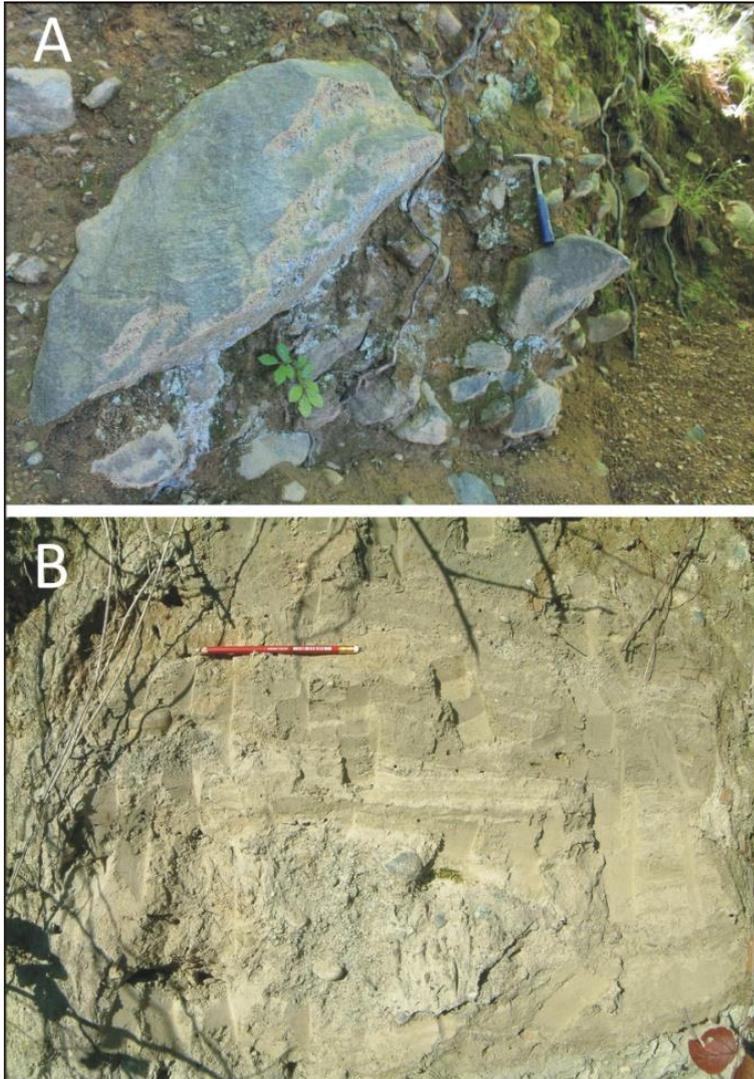


Fig. 14. Aspetto dei depositi glaciali, molto grossolani, formanti le morene laterali (A) e dei depositi glaciali, mediamente molto più fini, che formano le morene frontali (B). In A (cresta della Serra d’Ivrea) si noti l’isorientazione dei blocchi inclinati verso il fianco esterno della morena. In B (forra di Mazzè sotto il Monte Bicocca) affiorano sabbie con silt debolmente ghiaiose stratificate e deformate, con inclusioni di diamicton sovraconsolidato

<sup>36</sup> Qui si intende facies genetica di un deposito, che riguarda la determinazione del processo che lo ha generato. Questa interpretazione è fondata sulla litofacies del deposito, cioè sui suoi caratteri granulometrico-tessiturali, strutturali (strutture sedimentarie), di addensamento, forma e arrotondamento dei clasti, composizione petrografica, ecc.. Per la distinzione della facies genetica, oltre alla litofacies ci si avvale anche dell’espressione morfologica dei depositi (cioè le forme di superficie a cui danno luogo, ad es. le morene) e della loro posizione (ad esempio un deposito di conoide alluvionale si trova allo sbocco di un’incisione fluviale, un detrito di falda si trova sotto una parete rocciosa, ecc.).

<sup>37</sup> Till è una parola scozzese che significa “deposito glaciale”.

<sup>38</sup> Gli strati sono inclinati all’incirca come il fianco esterno della morena, come risultato del processo di sedimentazione che vede i depositi scaricati dal bordo del ghiacciaio sulla cresta della morena e da qui propagarsi per colata (da cui till di colata) o crollo sul fianco esterno della morena, dove si accumula strato su strato.

Questi sedimenti provengono soprattutto dai detriti di frana caduti sul ghiacciaio dai due versanti della Valle della Dora Baltea e dell'intero reticolo di valli tributarie e perciò sono frammenti di rocce metamorfiche provenienti dalla Valle d'Aosta (Fig. 15)<sup>39</sup>. I detriti vengono poi trasportati lentamente dal ghiacciaio sul suo dorso, come su un nastro trasportatore (trasporto supraglaciale; Fig. 6), finché raggiungono il margine glaciale dove sedimentano attraverso processi gravitativi quali quello di colata (da cui il nome di till di colata di margine glaciale)<sup>40</sup>. Invece le morene frontali tra Cavaglià e Orio sono costituite in massima parte da sabbia fine e da abbondante silt (limo) con pochi ciottoli e rari piccoli blocchi smussati (Fig. 14B), caratterizzati da un addensamento più o meno elevato. Questi sedimenti, mediamente molto più fini dei precedenti, provengono in parte considerevole dall'erosione che la base del ghiacciaio ha esercitato a valle di Ivrea scorrendo su un substrato fatto di sabbie marine contenenti gusci carbonatici di molluschi e protozoi di cinque milioni di anni fa<sup>41</sup>. Questi depositi sono stati incamerati alla base del ghiacciaio, trasportati in posizione endo- e subglaciale e infine rilasciati ancora sotto il ghiacciaio, ma in posizione ormai prossima al suo margine, per fusione del ghiaccio (da cui il nome di till di fusione submarginale).

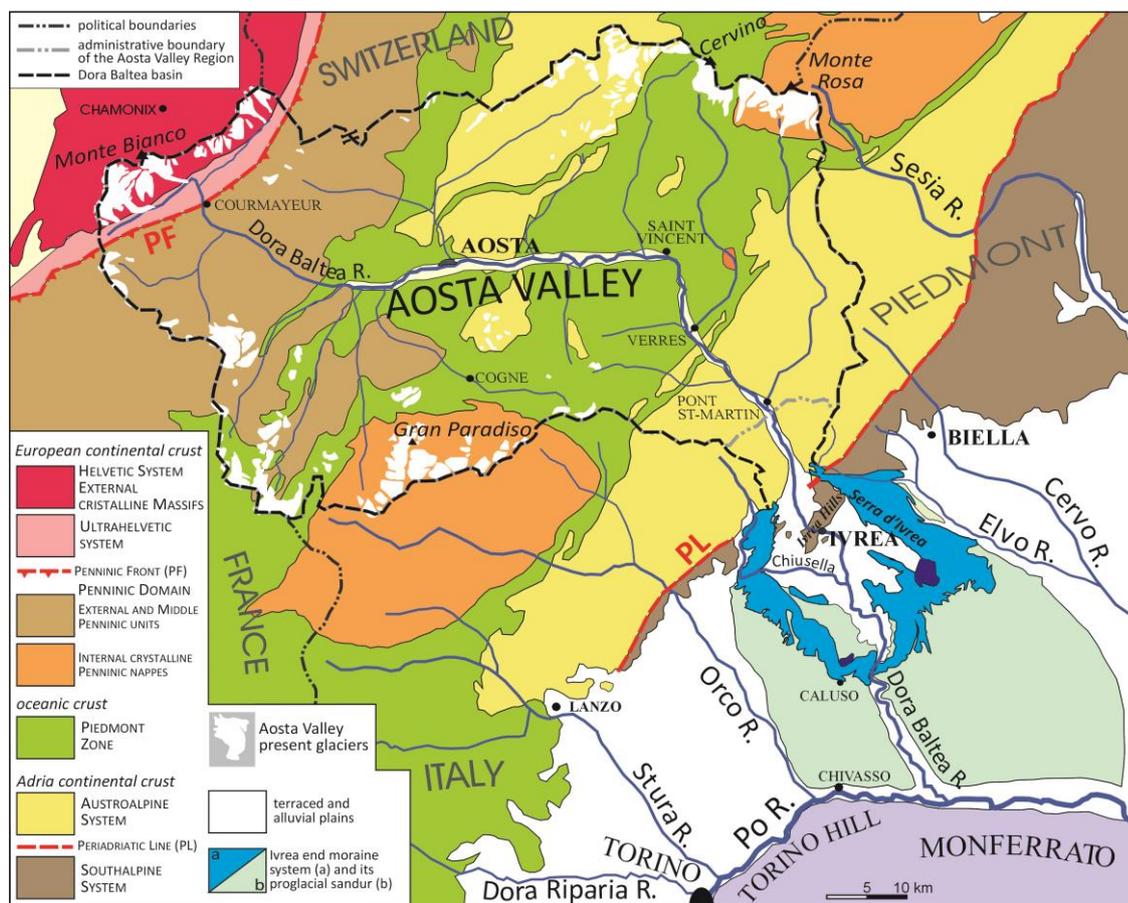


Fig. 15. Carta geologico-strutturale del bacino della Dora Baltea (da Canavese et al., 2018)

<sup>39</sup> Sulla composizione petrografica dei depositi glaciali della Serra d'Ivrea, si vedano le tre tesi triennali in Scienze Geologiche di Oreglia (2013) sui till subglaciali e di Ghidone (2014) e di Leone (2015) sui till di colata di margine glaciale.

<sup>40</sup> In pratica questi detriti supraglaciali vengono letteralmente scaricati dal ghiacciaio sul fianco esterno della morena.

<sup>41</sup> Questa diversa granulometria e composizione delle morene avrà pur delle conseguenze sui caratteri dei vini (tipico è l'Erbaluce di Caluso prodotto sulle morene frontali).

## 5 - La Serra d'Ivrea

Vista dalla piana interna<sup>42</sup>, la Serra appare come un'unica grande morena rettilinea di eccezionale sviluppo e provvista di notevole acclività del fianco interno, simile a un'immane muraglia<sup>43</sup> eretta a confine tra Canavese e Biellese (Mongilardi, 1988) (Fig. 16). È proprio dalla sua funzione protettiva, che deriverebbe il nome di Serra (Baretti, 1866).

Osservando con più attenzione<sup>44</sup>, non è difficile appurare che si è in presenza di un raggruppamento di morene assai più articolato: la Serra è costituita infatti da sette principali cordoni morenici subparalleli, formanti un insieme di notevole lunghezza ed elevazione. Un'altra precisazione va fatta e cioè che la Serra non rappresenta tutte le morene di questo settore di anfiteatro: in posizione più esterna decorrono numerose altre morene formatesi nel corso di glaciazioni assai più antiche (dal MIS 10 al MIS 22), per altri 4 km di larghezza fino al T. Ingagna, corso d'acqua che segna il margine nordorientale dell'AMI (Fig. 17).

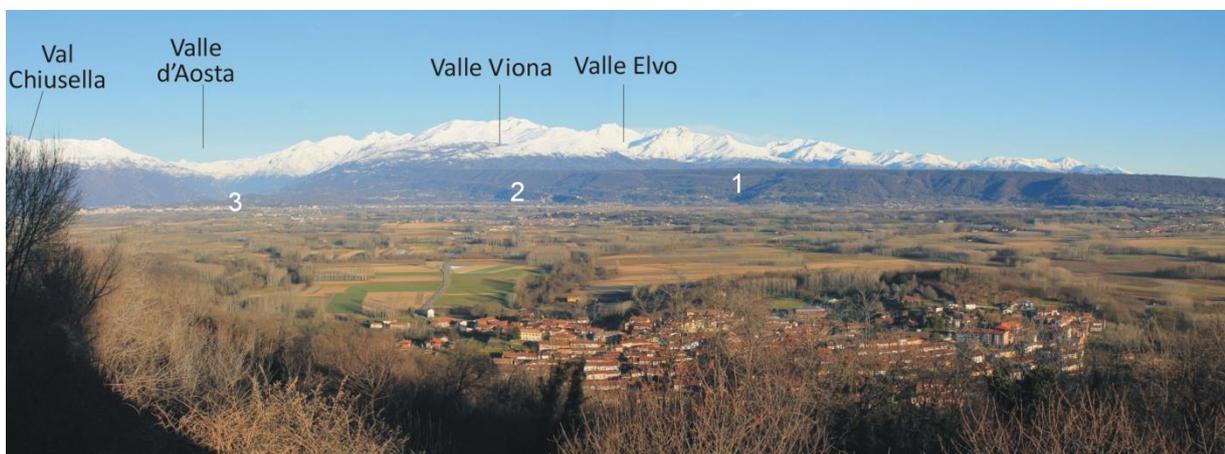


Fig. 16. Panorama sulla Serra d'Ivrea (1), Piccola Serra (2) e i Colli d'Ivrea (3), con la pianura interna tra Ivrea e Azeaglio e lo sfondo delle Alpi Occidentali. Il paese in basso è Caravino (veduta dal Castello di Masino)

Complessivamente la Serra si allunga in direzione NW-SE per circa 21 km da Andrate a Dorzano e a Salussola. Una morfologia esemplare è però esibita solo nel primo tratto, tra Andrate e Zimone, di ben 16 km di lunghezza, in cui presenta strettamente i caratteri di morena laterale, con decorso circa rettilineo e continuo. In ogni sezione sono qui presenti due o tre morene accostate parallele, di cui solo una mantiene la sua cresta più elevata delle altre, ma che poi gradualmente abbassa, cedendo alla morena di fianco il ruolo di cresta principale<sup>45</sup>.

<sup>42</sup> Per esempio da via Burolo a Ivrea. Questo sito al confine nord-orientale di Ivrea dispone di un sufficiente spiazzo per parcheggiare a lato strada e non ha nessuna barriera visiva, consentendo l'osservazione della Serra, della Piccola Serra, dei Colli d'Ivrea e dello sbocco della Valle della Dora da cui proveniva il ghiacciaio. Purtroppo mi risulta ormai l'unico sito rimasto per far vedere molto da vicino la Serra a un gruppo numeroso di persone (ad es. un pullman di turisti o di studenti).

<sup>43</sup> Il termine morena è una traduzione del francese *moraine* che deriva dal latino *murus* (muro).

<sup>44</sup> Con l'osservazione a distanza si possono intravedere dei lineamenti corrispondenti alle creste di differenti morene che poggiano una di fianco all'altra; salendo sulla cima della Serra e procedendo in senso SW-NE, si attraversano i diversi cordoni che la costituiscono, separati da valli moreniche.

<sup>45</sup> Ragion per cui, se si vuole camminare sulla Serra mantenendosi sempre sulla cresta più alta, ogni tanto bisogna fare un cambio di morena (verso la morena esterna se si procede in direzione di Zimone, verso la morena interna se si procede in direzione di Andrate).

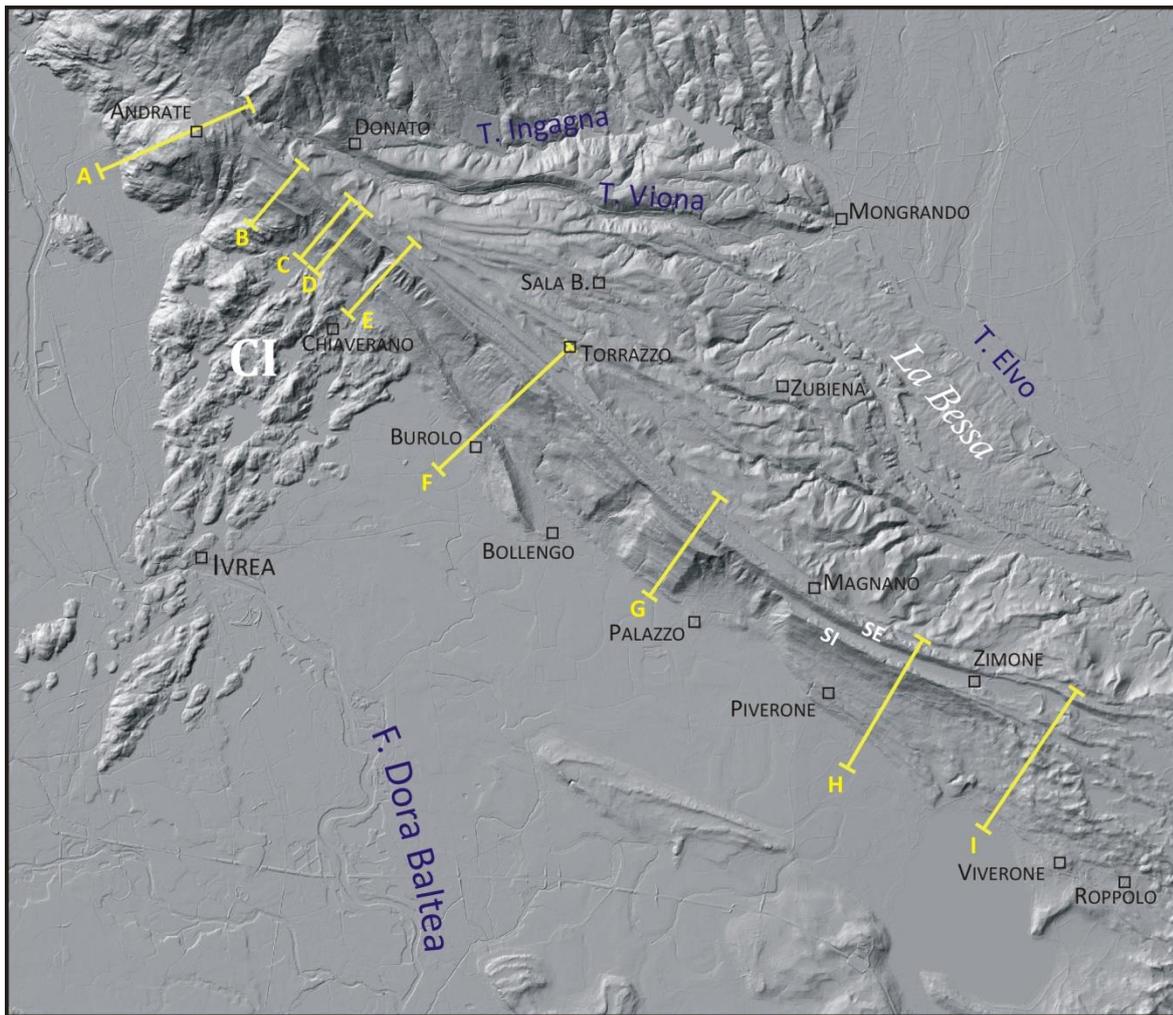


Fig. 17. Modello digitale del terreno del settore laterale orientale (sinistro) dell'AMI. Sono rappresentate le tracce dei profili di Fig. 16 trasversali rispetto alla Serra d'Ivrea

A SE di Zimone la Serra cambia drasticamente: i suoi cordoni si moltiplicano (sono distinguibili fino a una quindicina di cerchie), si distanziano maggiormente l'uno dall'altro<sup>46</sup> e soprattutto passano a un andamento in parte arcuato, perché da quel punto il margine glaciale si articolava in una serie di lobi (Fig. 7)<sup>47</sup>. Ecco perché tra il Lago di Viverone e l'abitato di Salussola il gruppo della Serra si dispiega notevolmente, raggiungendo la larghezza massima di ben 6 km<sup>48</sup>.

Per quanto riguarda l'elevazione della Serra, la sua massima altezza di 939 m s.l.m. è raggiunta dove la Serra prende bruscamente inizio con un'unica cresta sul versante sopra Andrate, allo sbocco della Valle Viona (profilo A di Fig. 18; Fig. 19A). In questo tratto iniziale la Serra si trova ben 690 m di dislivello sopra la pianura alluvionale della Dora Baltea (q. 250 m)! Da qui la Serra si abbassa gradualmente, con inclinazione media del 2,75% pressoché costante, fino ai 520 m di quota a Zimone e poi ulteriormente fino ai 290 m a Cavaglià.

<sup>46</sup> Nel mezzo di questa successione, tra due di queste cerchie si inserisce il bacino del Lago di Bertignano.

<sup>47</sup> Dunque si passa da morene laterali a morene prevalentemente frontali. In realtà la Serra Esterna si mantiene rettilinea per altri 2 km a valle di Zimone, mentre la Serra Interna subito dopo Zimone inizia ad articolarsi in una serie di bellissimi apparati di lobo glaciale che sbarrano la valle scaricatore di Zimone.

<sup>48</sup> Ad Andrate il gruppo della Serra è largo solo 750 m, sopra Bolengo passa a 1,8 km, a Zimone a 2 km (o a 3,9 km conteggiando anche le cerchie di Castello Mongivetto), per poi allargarsi fino a un massimo di 6 km tra Viverone e Salussola.

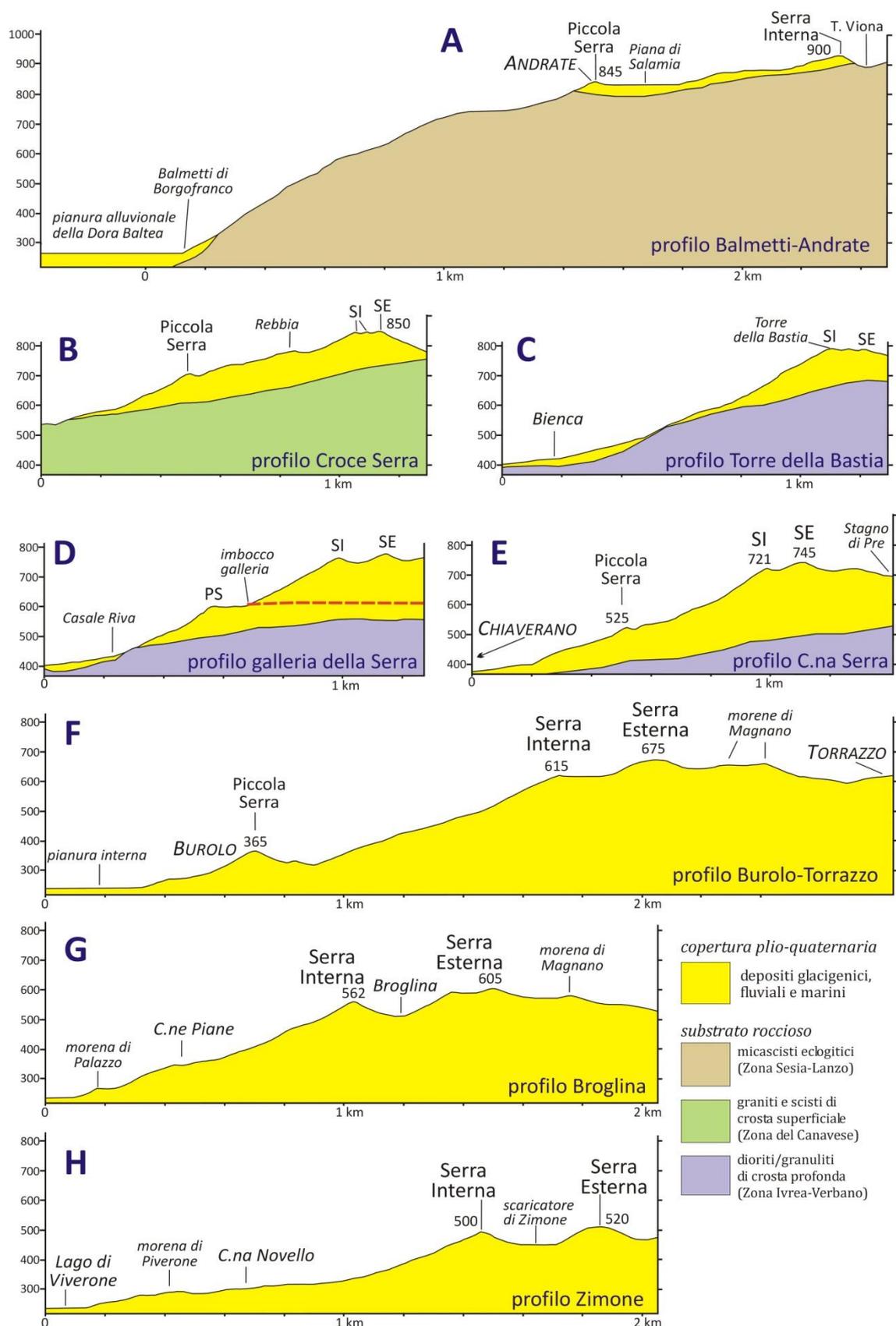


Fig. 18. Profili topografici (e geologici semplificati) della Serra d'Ivrea (tracce dei profili in Fig. 15). La scala delle altezze è uguale a quella orizzontale (scala 1:1). I depositi della copertura plio-quadernaria (in giallo) sono rappresentati indifferenziati e poggiano su un substrato roccioso appartenente a differenti unità tettono-metamorfiche di crosta continentale

Più in basso e in posizione decisamente più interna, tra Andrate e l'abitato di Bollengo decorre una morena laterale altrettanto ben espressa della Serra, ma singola e meno imponente: è la cosiddetta «Piccola Serra»<sup>49</sup>. Essa prende inizio al cimitero di Andrate, dove borda la piana di Salamia, a quota non così differente da quella della sovrastante Serra (850 m contro 939 m) (profilo A in Fig. 18; Fig. 19A). Su di essa è edificato l'abitato di Andrate, definito il balcone del Canavese<sup>50</sup> (Fig. 20A).

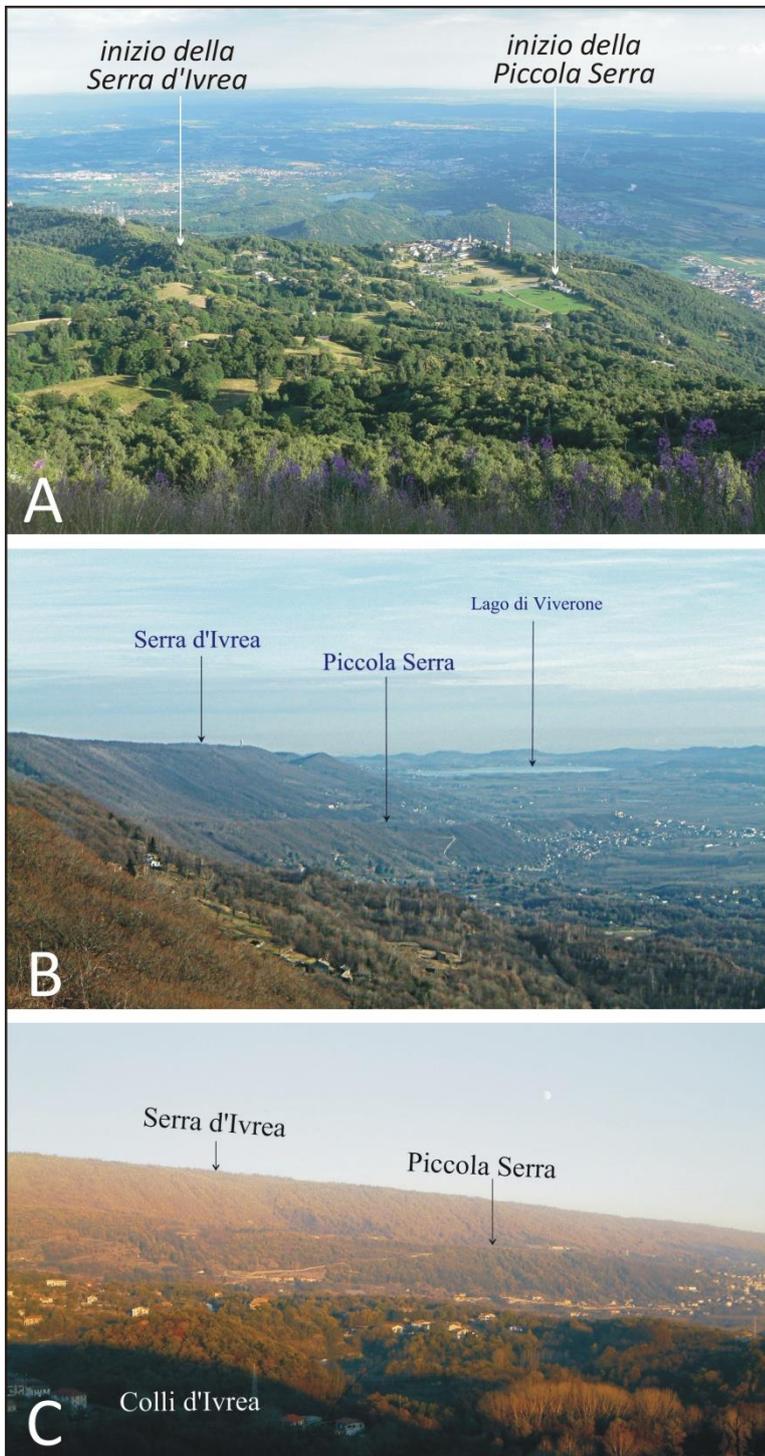


Fig. 19. A) Inizio delle morene della Serra d'Ivrea e della Piccola Serra ad Andrate. La Piana di Salamia (grande prato verde), delimitata dalla Piccola Serra, è il colmamento di un lago di scaricatore evoluto in palude (torbe). B) Classico panorama sull'AMI dalla terrazza di Andrate. C) Altra veduta sulle due morene dai Colli d'Ivrea.

<sup>49</sup> «Petit Serra» in Martins & Gastaldi (1850).

<sup>50</sup> Punti di osservazione di panorami geologici (tra cui quello classico di Andrate) e di affioramenti di depositi della Serra d'Ivrea sono presentati da Forno et al.(2005).

Da Andrate la Piccola Serra si abbassa velocemente, allontanandosi dalla Serra e virando verso la piana interna (Fig. 19 B e C), dove termina bruscamente dopo 8 km di decorso nel punto in cui sulla cresta sorge il castello di Bollengo a q. 316 m (Fig. 20B). La morena laterale sinistra della Piccola Serra, con la morena frontale di Strambino e con la corrispondente morena laterale destra di Parella, formano una notevole cerchia morenica terminale abbastanza ben definita, pur con larghe interruzioni, che divide in due parti la depressione interna dell'AMI (Fig. 7). Dai locali definita "piccolo anfiteatro morenico", fino a pochi anni fa questa cerchia era considerata il prodotto della massima espansione del Ghiacciaio Balteo nel Würm ovvero nell'ultima glaciazione, mentre la Serra d'Ivrea veniva datata alla glaciazione Riss (Fig. 4B).

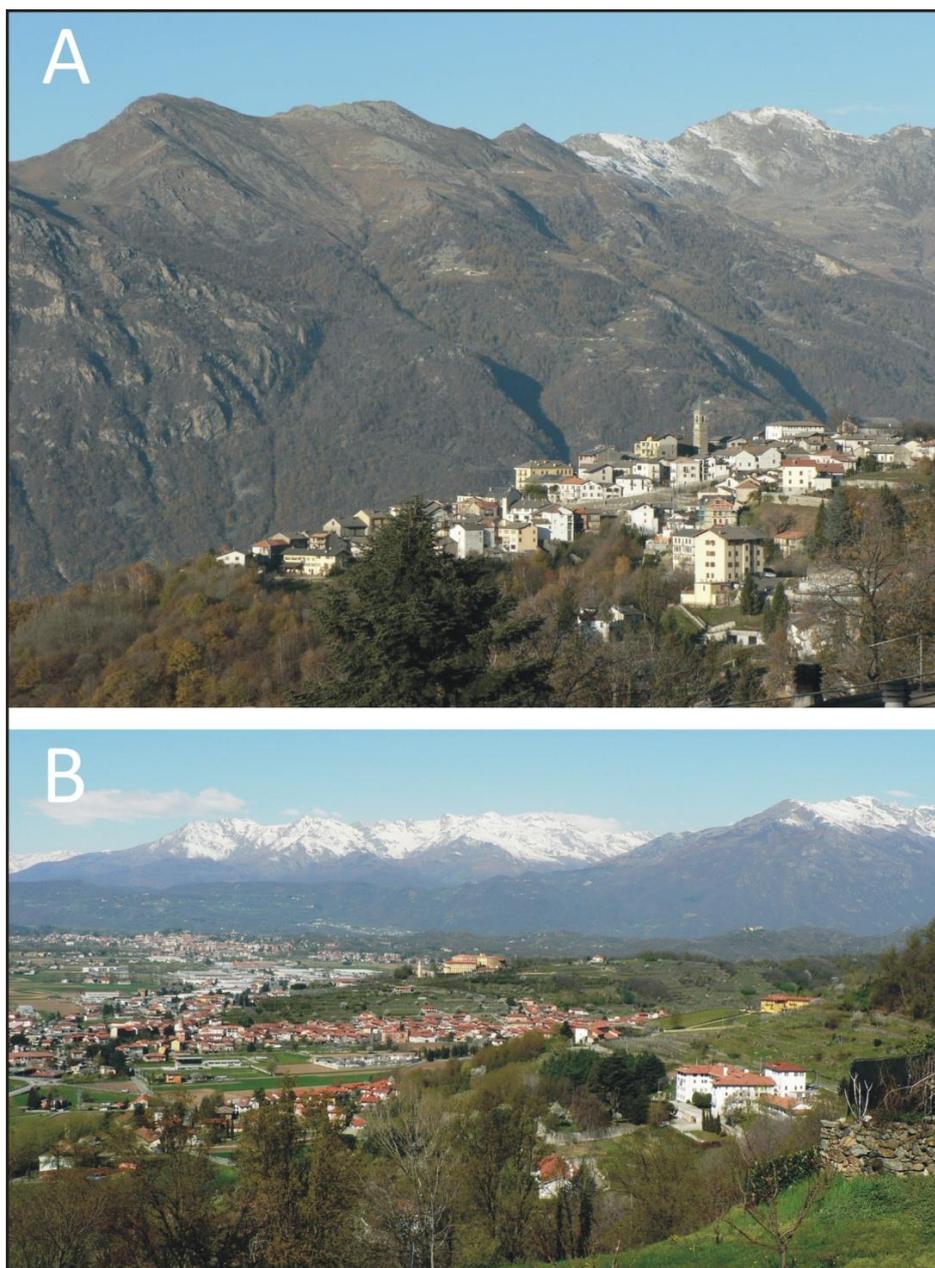


Fig. 20. A) Veduta sul borgo di Andrate disteso sulla cresta della Piccola Serra. Sullo sfondo sono le prime montagne del versante destro della Valle della Dora Baltea. B) Brusca terminazione della Piccola Serra a Bollengo, con il castello sulla cresta della morena e il paese disteso nella sottostante valle-scaricatore. In primo piano è la località Vignarossa alla base della Serra. Oltre è la città di Ivrea (a sinistra) con i Colli d'Ivrea (a destra). Più distanti si allungano le morene del settore laterale destro (Brosso-Loranzè Alto), che si dipartono dalle falde del Bric Cavallaria. Sullo sfondo sono le cime innevate della Valle Sacra e della Val Chiusella con la cresta della Bella Addormentata che sale alla P. Quinseina (tra Valle Sacra e Val Soana)

Nel primo tratto di 5 km (territori di Andrate e Chiaverano) la Serra d'Ivrea e la Piccola Serra poggiano direttamente sul substrato roccioso (Fig. 21), che più in basso emerge in modo sorprendente nei Colli d'Ivrea, altra meraviglia dell'AMI<sup>51</sup>. Più a SE, da Burolo in poi, i depositi glaciali vanno a poggiare invece sulle sabbie marine fossilifere del Pliocene inferiore, che però non giungono mai ad affiorare perché sepolte sotto decine di metri di depositi glaciali<sup>52</sup>.



Fig. 21. I fianchi interni della Serra Interna (morena in alto, con il pannello bianco) e della Piccola Serra, fittamente boscati, in appoggio sulle granuliti basiche dei Colli d'Ivrea (Zona Ivrea-Verbano), rocce affioranti in forma di belle *roches moutonnée*. In secondo piano è la frazione di Casale Serra (veduta dalla chiesetta di Santo Stefano di Sessano sopra Chiaverano)

<sup>51</sup> I Colli d'Ivrea rappresentano un'area di 21 km<sup>2</sup> in cui la crosta continentale sudalpina affiora estesamente in orizzontale, perché fu ripetutamente abrasa dal Ghiacciaio Balteo che non l'ha infine coperta di depositi glaciali, se non del tutto sporadicamente. Si tratta di un affioramento del substrato roccioso di eccezionale estensione per l'Italia a quote così basse (250-529 m s.l.m.). Per fare un confronto, nell'Anfiteatro morenico del Garda, il maggiore d'Italia, la corrispondente area rocciosa è la punta della penisola di Sirmione con estensione di 300 ha, mentre nell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana sono le collinette rocciose di Avigliana affioranti per meno di mezzo km<sup>2</sup>.

<sup>52</sup> Il primo affioramento di depositi marini compare oltre i bordi dell'AMI presso Borriana nell'alveo del T. Elvo, tra la confluenza con il T. Viona e la confluenza con il T. Oremo (Fig. 7).

## 6 - Età della Serra d'Ivrea

Il primo a riconoscere la natura morenica della Serra d'Ivrea fu Studer (1844), celebre geologo svizzero<sup>53</sup>.

Il complesso della Serra fu dapprima riferito all'ultima glaciazione Würm da Penck<sup>54</sup> (Penck et al., 1894; Penck & Brückner, 1909) e questa attribuzione fu mantenuta nella prima edizione del Foglio Ivrea della Carta Geologica d'Italia (Franchi et al., 1912). Di Penck et al. (1894) è anche il primo profilo geologico della Serra d'Ivrea (Fig. 22).

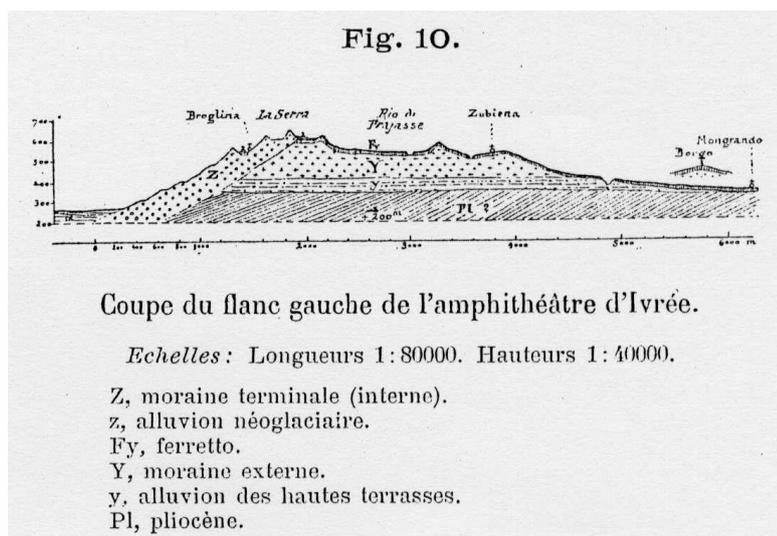


Fig. 22. Profilo geologico del settore sinistro dell'AMI attraverso la Serra d'Ivrea, disegnato da Albrecht Penck. Il termine ferretto indica un suolo rosso molto evoluto, che è raffigurato coprire le morene più antiche subito a destra (NE) della Serra d'Ivrea (da Penck et al., 1894).

Tuttavia, se si consulta la più recente edizione della Carta Geologica d'Italia e in particolare il Foglio Biella (Bortolami et al., 1966), si vede come gran parte delle morene dell'AMI, comprese quelle della Serra, siano qui invecchiate alla glaciazione Riss (la penultima). Si tratta di una attribuzione stratigrafica che risale all'illustre geologo piemontese Federico Sacco (1927) e che trovò conferma anche in successivi lavori sulla stratigrafia dell'AMI a opera dei fondatori della moderna Geologia del Quaternario continentale in Italia (Carraro & Petrucci, 1969; Carraro et al., 1975)<sup>55</sup>. Soltanto il geologo francese Gabert (1962) continuò ad attribuire al Würm le cerchie più interne della Serra e solo quelle più esterne al Riss.

Seguendo i progressi nella conoscenza dei cicli glaciali, la vecchia terminologia di Penck & Brückner (1909) venne però gradualmente abbandonata: in assenza di ulteriori rilevamenti di terreno, i tre raggruppamenti di cerchie dell'AMI furono sostanzialmente mantenuti, ma rinominati in Gruppo di San Michele-Borgo (ex Mindel), Gruppo della Serra (ex Riss) e Gruppo di Bollengo-Albiano (ex Würm) (Carraro, in Dal Piaz, 1992).

<sup>53</sup> Bernhard Studer (Büren, Berna, 1794 - Berna, 1887) fu uno dei maggiori geologi svizzeri: dal 1834 primo professore di mineralogia all'Università di Berna, produsse una monografia fondamentale sulla molassa svizzera (1825), varie carte geologiche della Svizzera con l'assistenza di A. Escher von der Linth e una *Geologie der Schweiz* in due volumi (1851-1853); organizzò e presiedette il Servizio geologico svizzero (1859).

<sup>54</sup> Fu Albrecht Penck a occuparsi del settore italiano alpino e pedemontano. Egli visitò e rilevò l'AMI almeno in due occasioni: nel 1894, durante il sesto Congresso Internazionale di Geologia, e nella primavera del 1904.

<sup>55</sup> Al mio maestro di Geologia del Quaternario, Francesco Carraro, già Professore Ordinario all'Università degli Studi di Torino, dedico con affetto e stima il presente articolo sulla Serra d'Ivrea.

Attraverso una serie di lavori successivi (Arobba et al., 1997; Gianotti, 2007; Gianotti et al., 2008; Forno et al., 2010; Gianotti et al., 2015), quello che era il grande Gruppo della Serra fu infine smembrato in una serie di unità stratigrafiche minori (con il rango di sintema)<sup>56</sup> formatesi in differenti glaciazioni. Allo stato attuale delle conoscenze, la Serra d'Ivrea è così ripartibile (Fig. 7): Sintema di Magnano (terz'ultima glaciazione, MIS 8a, ca 250 ka BP), Sintema della Serra Esterna (penultima glaciazione, MIS 6a, ca 140 ka BP) e Sintema di Ivrea (ultima glaciazione, MIS 2, 29-11,7 ka BP)<sup>57</sup>. Queste tre unità hanno, almeno apparentemente, molte caratteristiche in comune, a partire dai suoli che si sviluppano su di esse, e infatti vanno a costituire il pedogruppo più recente (Pedogruppo C) di tre unità pedostratigrafiche con cui è stato suddiviso l'anfiteatro basandosi sull'indice di colore dei suoli<sup>58</sup>.

Il sintema più recente, quello d'Ivrea, comprende tutti i depositi glacigenici (till, depositi glaciolacustri e fluvioglaciali) e le rispettive forme (morene, terrazzi di kame, scaricatori e sfioratori) dell'ultima glaciazione (MIS 2) e si articola in una successione di ben 14 sotto-unità (dette subsintemi), distribuite in tutto il bacino della Dora Baltea dalla Serra d'Ivrea sino a Courmayeur<sup>59</sup> (Fig. 23). Limitatamente alla fascia più interna della Serra d'Ivrea, il Sintema di Ivrea si ripartisce nel Subsintema della Serra Interna (stadio di acme dell'ultima glaciazione), nel Subsintema di Piverone (primo stadio di ritiro) e nel Subsintema di Palazzo (secondo stadio di ritiro).

---

<sup>56</sup> Sintema è il rango base della stratigrafia basata sulle superfici di discontinuità (stratigrafia UBSU), utilizzata (in parallelo alla litostratigrafia) per suddividere in unità stratigrafiche le successioni di rocce sedimentarie nella nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.

<sup>57</sup> Si veda però il cap. 6.2 a proposito di un'ipotesi di datazione differente per i Sintemi della Serra Esterna e di Magnano.

<sup>58</sup> Il colore dei suoli è un metodo semplice ma grossolano per stabilire l'età delle morene. Dai rilievi effettuati risulta come tutte queste unità conservino sporadicamente orizzonti B di suoli con lo stesso colore giallo-rossastro (hue 7,5YR) e perciò sono praticamente indistinguibili tra di loro col metodo dell'indice di colore dei suoli misurato con le tavole di Munsell (Gianotti, 2007).

<sup>59</sup> Per l'ultima glaciazione si distinguono uno stadio di acme del LGM (subsintema della Serra Interna), seguito da sette stadi di ritiro del LGM in anfiteatro (subsintemi di Piverone, Palazzo, Andrate+Quintas, Pavone, Bienca, Prà San Pietro e Germano) e da sei stadi di ritiro di età LGM-Tardoglaciale nella Valle della Dora Baltea (subsintemi di Torredaniele, Bard, Chambave, Saint-Pierre, Courmayeur, Planpincieux) (Carraro, 1992; Gianotti, 2007; Gianotti et al., 2008; Forno et al., 2010; Gianotti et al., 2015).

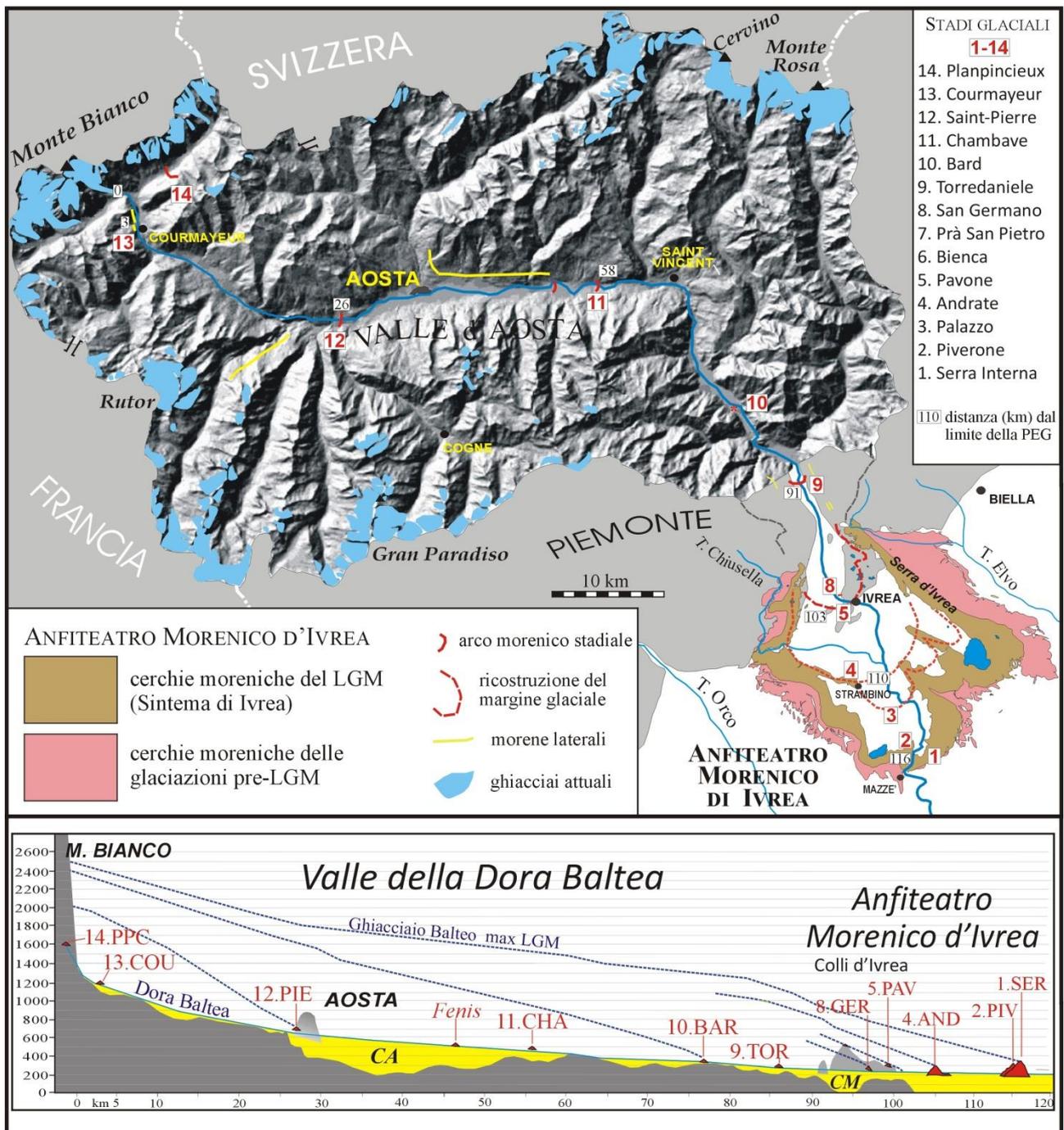


Fig. 23. A) Carta del glacialismo nel bacino della Dora Baltea (Valle d'Aosta + AMI). Sono evidenziate le tappe del ghiacciaio nell'ultima glaciazione, dallo stadio di massimo sviluppo (Serra Interna) alle minori riavanzate nel LGM (2-9, prevalentemente nell'anfiteatro) e nel Tardoglaciale (10-14, tutte entro valle) (da Gianotti e Forno, 2018). B) Profilo longitudinale schematico della Valle della Dora Baltea e dell'AMI con la ricostruzione della superficie del Ghiacciaio Balteo durante alcuni stadi dell'ultima glaciazione e la posizione delle morene frontali stadiali.

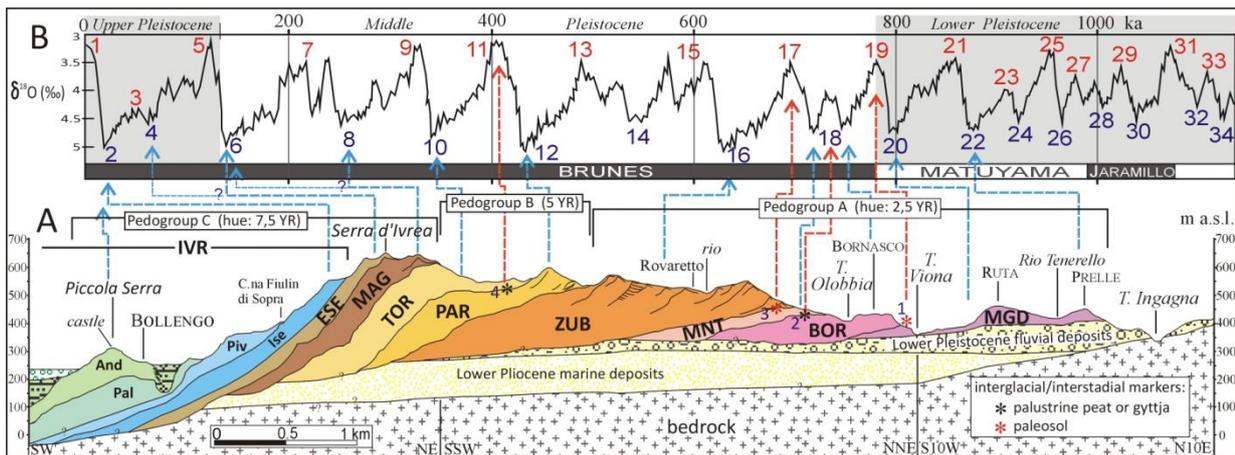


Fig. 24. A) Profilo geologico del settore laterale sinistro dell'AMI tra Bollengo e Mongrando. Con i diversi colori sono indicate le unità formatesi nelle diverse glaciazioni, dalla più antica (Mongrando) alla più recente (Andrate/Piccola Serra). Le unità sono state differenziate in base ai suoli superficiali (tre pedogruppi basati sugli indici di colore) e per mezzo di livelli interglaciali sepolti intercalati nei depositi glaciali, corrispondenti a paleosuoli (asterischi rossi) o a depositi palustri con pollini di specie vegetali di clima caldo (asterischi neri). B) Le cerchie moreniche sono correlate ai glaciali della curva MIS (ad es. MIS 6) e i livelli di clima caldo o temperato agli interglaciali (es. MIS 11) o agli interstadiali (ad es. MIS 18b) (mod. da Gianotti et. al, 2015)

### 6.1 - La parte più antica della Serra: il Sintema di Magnano

Il Sintema di Magnano corrisponde al settore esterno (e dunque più antico) del gruppo della Serra e prende il nome dal paese di Magnano, il cui notevole ricetto fu fondato dal Comune di Vercelli nell'anno 1204 sulla principale delle sue creste<sup>60</sup>. Questa unità comprende i depositi glaciali riferibili alla settima glaciazione (Fig. 24). Si tratta della prima unità (in ordine cronologico) a mostrare una significativa presenza ed estensione in tutti i settori dell'AMI, con l'eccezione del settore frontale sud-orientale (tra Cavaglià e l'incisione della Dora Baltea a Mazzè), dove i suoi depositi non si sono conservati se non nei bassi relitti di morena su cui sorge Alice Castello in mezzo alla pianura proglaciale. Dall'osservazione della carta geologica (Fig. 7), il margine più distale dell'anfiteatro è definito proprio dalle cerchie del Sintema di Magnano, che si attestano a parecchie centinaia di metri oltre la posizione raggiunta dalle morene della Serra Esterna (tra Bairo e Cuceglio; a Orio, a Mazzè), con un massimo di 1,5 km a Est di Cavaglià. Il Sintema di Magnano potrebbe quindi rappresentare la massima espansione glaciale assoluta (MEG, *most extensive glaciation*) per il bacino della Dora Baltea.

Nel settore orientale dell'AMI, ove si estende il gruppo della Serra, questa unità comprende fino a quattro principali allineamenti di morene, che si allungano per 25 km tra Croce Serra (Andrate) e Cascina Maresca (Santhià). Le sue cerchie talora si inarcano a costituire dei piccoli apparati di lobo, come l'arco morenico che sbarra il favoloso stagno di Pré presso Scalveis o quello immediatamente a NE di Magnano. La massima larghezza di 1,7 km è raggiunta al suo bordo sudorientale tra Cavaglià e Santhià, ma l'unità è particolarmente estesa anche a Nord di Zimone dove costituisce la parte interna dell'apparato di lobo di San Sudario. L'unità raggiunge la massima elevazione di 800 m s.l.m. presso Croce Serra (Andrate), mentre si abbassa alla quota

<sup>60</sup> In altri settori dell'AMI, sui rilievi morenici del Sintema di Magnano sorgono i comuni di Alice Castello (settore frontale sudorientale) e di Orio, Cuceglio e Bairo (settore frontale sudoccidentale).

minima di 331 m s.l.m. alla sua terminazione a valle in corrispondenza della cresta di Quinto presso Cavaglià.

Le sue morene conservano in superficie dei suoli abbastanza sviluppati, benché profondamente troncati dall'erosione, di colore giallo-rossastro (indice di colore 7,5YR<sup>61</sup>), con clasti moderatamente alterati. Il Sintema di Magnano si differenzia dal sintema immediatamente più esterno (Sintema di Torrazzo) proprio per un drastico cambio nell'indice di colore dei suoli, che da un rosso 5YR (in Torrazzo) passa a un giallo-rossastro 7,5YR (in Magnano), indicando una significativa riduzione del grado di alterazione dei depositi e perciò una loro età molto minore. Inoltre le cerchie di Magnano sono caratterizzate da maggior estensione in quasi tutto l'anfiteatro in confronto a quelle di Torrazzo, assai meno rappresentate. Verso l'interno, il Sintema di Magnano si differenzia invece dal Sintema della Serra Esterna per un sensibile maggior grado di alterazione dei suoi depositi (che si riflette in suoli più profondi e in una larga distribuzione di prodotti colluviali con maggior percentuale di argilla; Fig. 25)<sup>62</sup>, anche se l'indice di colore resta lo stesso (7,5YR) per entrambe le unità. Le morene di Magnano sono ben formate e piuttosto continue; sono peraltro morfologicamente non molto dissimili dalle altre della Serra, se si eccettua un percettibile maggior grado di rimodellamento e una poco minore elevazione.



Fig. 25. Affioramento di colluvium di suolo (sabbie siltoso-argillose debolmente ghiaiose) sulle morene di Magnano (A). Posizione degli affioramenti per sbancamento stradale sul fianco esterno della morena; si noti la gran quantità di fango argilloso sulla carrareccia (B).

<sup>61</sup> Suoli via via più vecchi passano dal colore bruno al giallastro al rosso per un graduale aumento di ematite. La sigla YR (dove Y=yellow e R=red) identifica esattamente il colore del suolo (lo *hue*): in una scala da 0 a 10, 7,5YR significa 7,5 parti di giallo e 2,5 parti di rosso, 5YR significa 5 parti di giallo e 5 parti di rosso, 2,5YR sono 7,5 parti di rosso e 10R è tutto rosso (massimo grado di evoluzione del suolo).

<sup>62</sup> Durante i rilevamenti (Gianotti, 2007; Pignocchino, 2018) si è osservato come le pozzanghere, che si formano dopo una pioggia, si mantengono per molto più tempo sul Sintema di Magnano, per la maggior presenza di argilla che impermeabilizza i depositi. Ne risulta curiosamente che a camminare sul Sintema di Magnano ci si infanga di più le scarpe rispetto ai sintemi della Serra più interni (che sono meno argillosi). Queste differenze aumentano se si passa a morene via via più esterne e dunque più antiche, dove sono meglio conservati potenti suoli completamente argillificati.

## 6.2 - La Serra Esterna

Il Sintema della Serra Esterna comprende le più alte morene della fascia esterna del gruppo della Serra. Questa unità ha un'estensione piuttosto vasta anche se non del tutto continua, in quanto le sue cerchie in posizione frontale sono state ripetutamente troncate dai torrenti proglaciali di alcuni dei grandi lobi glaciali del Sintema della Serra Interna (del lobo di Viverone a Cavaglià, del lobo di Borgomasino a Villareggia-Moncrivello e del lobo di Strambinello a Baldissero). Nel settore orientale dell'AMI l'unità ha una distribuzione molto simile a quella del Sintema di Magnano ed è rappresentata da due grandi morene laterali rettilinee, le più elevate del gruppo della Serra, che si estendono per 16 km tra Croce Serra ad Andrate (dove raggiunge la quota di 860 m s.l.m.) e Zimone. Tali morene non sono edificate, vista la loro strettezza e ripidità: a metà decorso sulla loro cresta svetta solo la grande torre bianca per le telecomunicazioni detta "il grissino", che permette di localizzare il punto in cui la Serra è scavalcata dalla strada regionale per Biella che sale da Bollengo.

Sulla cresta della morena più esterna ci sono alcuni massi erratici isolati molto grandi costituiti da micascisti eclogitici<sup>63</sup>, distribuiti sulla distanza di alcuni chilometri (Fig. 26). Due di questi blocchi, datati con il metodo degli isotopi cosmogenici (Gianotti et al., 2008), hanno fornito età di esposizione di  $30.8 \pm 3.5$  ka (masso Ivrea 7) e di  $35.0 \pm 3.9$  ka (masso Ivrea 8)<sup>64</sup>. Le due età, essendo più vecchie (anche se di poco) dell'inizio dell'ultima glaciazione LGM / MIS 2 a 29 ka, suggeriscono un'età pre-LGM dei massi e delle morene su cui poggiano e quindi li fanno ricondurre a una glaciazione precedente. Ecco perché il Sintema della Serra Esterna è stato di conseguenza attribuito alla penultima glaciazione (MIS 6) con acme a 140 ka, confermando sostanzialmente l'età rissiana<sup>65</sup> che era stata finora attribuita a queste morene<sup>66</sup> (Gianotti et al., 2015). Un'ipotesi di lavoro è che questa unità si sia invece formata più recentemente, anch'essa nell'Ultimo Ciclo Interglaciale-Glaciale come la Serra Interna, ma durante il glaciale del MIS 4 (circa intorno a 65.000 anni fa)<sup>67</sup>.

---

<sup>63</sup> Sono rocce di alta pressione, appartenenti alla Zona Sesia-Lanzo del Dominio Austroalpino, e costituiscono gran parte della prima fascia di montagne, che circondano la val Chiusella, la Valle della Dora tra Borgofranco e Verres e le valli biellesi (Elvo, Oropa e Cervo).

<sup>64</sup> Si tratta delle prime datazioni a scopo geologico effettuate con questo metodo in Italia. Sono stati datati anche altri massi erratici sui Colli d'Ivrea, che attestano a più di 20.000 anni fa il definitivo ritiro del ghiacciaio dall'AMI al termine del LGM (Gianotti et al., 2008; 2015).

<sup>65</sup> Le età di esposizione molto più giovani dei due massi (in particolare fa fede quello più vecchio: 31,1-38,9 ka) rispetto alla glaciazione MIS 6 (ca 140 ka BP) sono dovute al fatto che questi massi dovevano essere profondamente sepolti sotto i depositi glaciali e che sarebbero stati gradualmente esumati dall'erosione (e dunque infine esposti ai raggi cosmici) soltanto centomila anni dopo la loro deposizione.

<sup>66</sup> Ma si veda il cap. 6.2 sulla Serra Esterna.

<sup>67</sup> Il glaciale dello stadio isotopico MIS 4 dà un segnale poco importante nella curva MIS ed è stato poco riconosciuto nei depositi glaciali continentali, con varie eccezioni (Siberia, Pirenei, Alpi Francesi), a favore di una generale maggiore considerazione per l'espansione glaciale del MIS 2 a circa 25.000 anni fa. Tuttavia le curve isotopiche tratte dalle carote di ghiaccio groenlandesi, che tracciano con grande risoluzione il paleoclima dell'emisfero boreale negli ultimi 120.000 anni, mostrano un segnale forte in corrispondenza del MIS 4, paragonabile per intensità a quello del MIS 2. Per quanto riguarda l'AMI, in effetti i suoli conservati sulle morene della Serra Esterna sono di fatto indistinguibili sul terreno da quelli della Serra Interna, facendo pensare che entrambe le unità abbiano subito pedogenesi attraverso un solo stesso interglaciale (l'Olocene). Anche le età di esposizione dei due massi erratici della Serra Esterna si avvicinano molto di più a un'età MIS 4 (solo 25 ka di differenza) che non a un'età MIS 6 (100 ka di differenza). Se questa ipotesi di attribuzione stratigrafica venisse confermata da più precisi studi pedologici e da datazioni numeriche, anche il Sintema di Magnano dovrebbe essere "ringiovanito" dal glaciale MIS 8 al glaciale MIS 6, in migliore accordo tra la grande estensione dell'unità e la notevole intensità dei picchi sulla curva MIS.

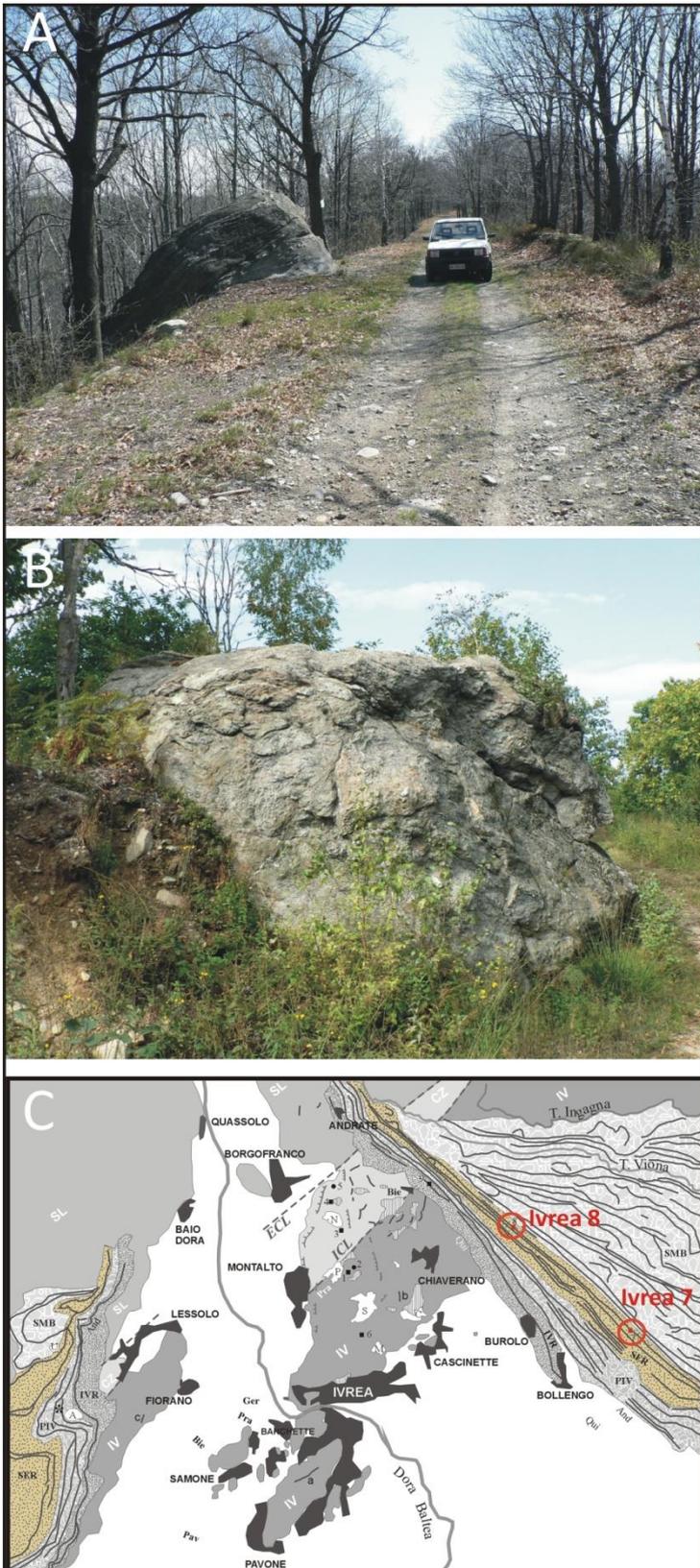


Fig. 26. Massi erratici di micascisti eclogitici con vene di quarzo affioranti sulla cresta della Serra Esterna, datati a una fase pre-LGM (precedente al *Last Glacial Maximum* / MIS 2) con il metodo degli isotopi cosmogenici: massa Ivrea 8 (A) e massa Ivrea 7 (B). Ubicazione dei massi (C).

A valle di Zimone le due morene, da rettilinee che erano, si fanno arcuate in pianta, poiché vanno a formare una serie di apparati di lobo glaciale che si susseguono per altri 9 km tra Zimone e Cavaglià, tra cui quelli a ENE di Zimone e l'impressionante lobo di Salussola (Fig. 27). In questo tratto frontale le cerchie moreniche si moltiplicano diventando dapprima quattro (tra Zimone, Salussola e Dorzano) e poi fino a sei cerchie (a Est di Cavaglià). Salussola nell'apparato frontale sinistro è l'unico centro abitato che sorge completamente tra e sulle sue morene<sup>68</sup>.

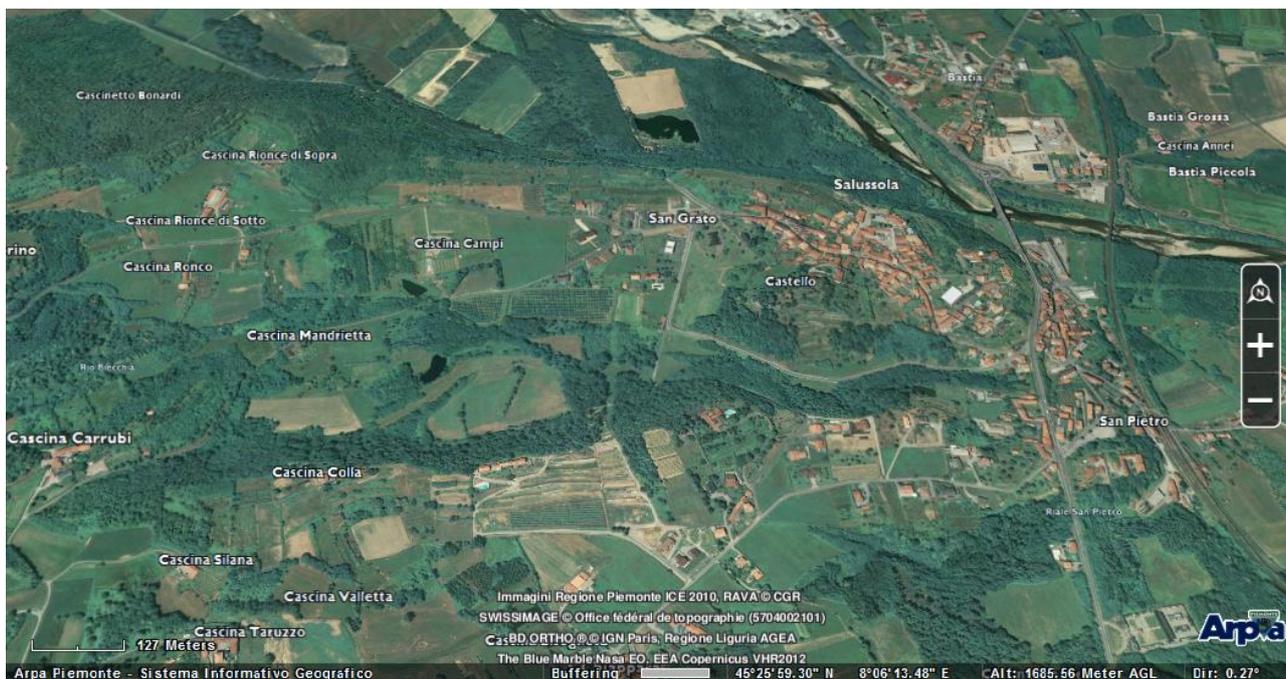


Fig. 27. L'apparato morenico del lobo glaciale di Salussola (visione obliqua tridimensionale dal Geoportale di Arpa Piemonte)

### 6.3 - La Serra Interna

L'unità della Serra Interna, a differenza della Serra Esterna, ha un'estensione continua in tutto l'anfiteatro, risultando l'unità più estesa dell'AMI. Nel settore orientale questa unità corrisponde agli alti cordoni interni della Serra d'Ivrea, che si estendono per 16 km di lunghezza tra Priat (località sopra Andrate) e Zimone, parallele alle morene della Serra Esterna.

Proprio a Priat (Fig. 19A), dove la Serra d'Ivrea inizia bruscamente alla quota di 939 m s.l.m. (massima elevazione dell'AMI) in corrispondenza allo sbocco della Valle Viona, questo unico cordone sembra far parte della Serra Interna. Nei primi 2,5 km (tratto Priat - Torre della Bastia) forma le creste più elevate, anche se di poco, del complesso della Serra. Poi si abbassa gradualmente e le morene più alte diventano quelle retrostanti della Serra Esterna e tali restano fino a Cavaglià (Fig. 28). A valle di Zimone l'unità si distende lateralmente, ampliandosi da 1 km di larghezza fino ai 2,5 km a Roppolo<sup>69</sup>, dove sei cerchie vanno a formare il settore frontale sinistro del grande lobo di Viverone.

<sup>68</sup> Zimone e Dorzano restano escluse, poiché si trovano sul limite tra Serra Esterna e Serra Interna. Nel settore frontale destro dell'AMI sulle morene della Serra Esterna sorgono una parte di Caluso (con il castello e il ristorante Mago) e i centri di Mazzè, Montalenghe, Vialfrè e Torre Canavese. Nel settore laterale destro il comune di Pecco.

<sup>69</sup> Questa di 2,5 km è la massima estensione in larghezza per una singola unità in tutto l'AMI.

Come la Serra Esterna anche la Serra Interna è praticamente priva di edifici nel suo settore laterale sinistro, con l'eccezione di Castel Rubino a Croce Serra. Più a valle, la frazione Brogolina è una macchia bianca che si affaccia dall'alto della Serra sopra Bollengo; l'abitato non si eleva sulla morena che pure la fiancheggia, bensì è adagiata sul fondo di una valle-scaricatore di età LGM che segna il limite stratigrafico tra Serra Esterna e Serra Interna: esso è visibile perché occupa un punto in cui la morena non si è formata (si veda il cap. 8). Sulla prosecuzione verso SE della stessa valle-scaricatore si distende anche l'abitato di Zimone: qui la valle morenica è incantevole, per il netto contrasto tra il suo fondo piatto e coltivato e le due ripide morene boscate che la stringono sui lati (Fig. 11). In posizione frontale il villaggio di Roppolo, il suo bel castello e le sue frazioni, così come il Lago di Bertignano, sono interamente compresi sui rilievi della Serra Interna. L'abitato di Cavaglià si distende invece in una valle-scaricatore sboccante sulla grande pianura esterna, in situazione stratigraficamente analoga a quella di Brogolina e Zimone<sup>70</sup>.

I depositi della Serra Interna sono alterati in suoli di colore giallo-rossastro (indice di colore massimo 7.5 YR), di fatto indistinguibili da quelli della Serra Esterna, per cui potrebbe sembrare che anche la Serra Interna sia rissiana. Tuttavia alcune recenti datazioni radiocarbonio, effettuate su macroresti vegetali (pezzetti di legni d'albero) campionati per mezzo di carotaggi entro depositi lacustri in due diverse località del settore destro dell'AMI, tra Scarmagno e Torre Canavese, provano che la parte interna del gruppo della Serra debba essere riferita all'ultima glaciazione (LGM)<sup>71</sup>. Dunque il Subsistema della Serra Interna rappresenta il prodotto di massima espansione glaciale nell'LGM per il bacino della Dora Baltea ed è pertanto la prima unità del Sistema di Ivrea.



Fig. 28. Profilo longitudinale della Serra d'Ivrea (da Gianotti et al., 2015).

<sup>70</sup> Il settore frontale sudorientale della Serra Interna è invece molto abitato, a differenza del settore laterale orientale: oltre a Roppolo, sulle sue morene insistono i centri di Cossano, Masino e il suo castello, Maglione e Moncrivello. Nel settore frontale sudoccidentale (destra) gli abitati di Barengo, Candia, Casetti e Villate, Silva e Baldissero Canavese. Nel breve settore laterale occidentale gli abitati di Alice Superiore e di Brosso.

<sup>71</sup> Sulla prima cerchia a valle di Scarmagno, rinvenuti entro depositi lacustri presenti sotto dieci metri di spessore di depositi subglaciali attraversati dai carotaggi dell'ATIVA, macroresti vegetali hanno fornito età comprese tra 31 e 41 ka BP, cioè pre-LGM (MIS 3) e di conseguenza un'età sicuramente LGM (MIS 2) dei depositi subglaciali sovrastanti (dati inediti). La presenza dei depositi subglaciali implica una posizione del margine glaciale più distale rispetto al sito di carotaggio e dunque un limite dell'ultima espansione glaciale molto più esterna di quella fino a quel momento ritenuta probabile e cioè della cerchia di Strambino. Anche le risultanze delle analisi palinologiche e delle datazioni radiocarbonio nella sequenza sedimentaria profonda 55 m carotata presso Torre Canavese indicano un'età LGM della cerchia immediatamente più esterna al sito del sondaggio, ma in questo caso i dati ottenuti non sono risultati probanti e vanno integrati con ulteriori indagini (Gianotti et al., 2015).

#### 6.4 - Le più basse morene interne della Serra: i subsintemi di Piverone e di Palazzo

Guardando dalla depressione interna, la Serra d'Ivrea appare divisa in una fascia superiore, più ripida e fittamente boscata, e in una fascia inferiore, costellata di cascine tra radure prative: questa fascia bassa corrisponde alle morene e ai terrazzi di kame dei subsintemi di Piverone e di Palazzo.

Il Subsintema di Piverone rappresenta una serie di brevi stazionamenti del margine glaciale in seguito al primo graduale ritiro dalla posizione di massima espansione. Questa unità ha una distribuzione vasta e continua, del tutto analoga a quella del Subsintema della Serra Interna. A differenza dalla Serra che è fatta di grandi morene, l'unità di Piverone è rappresentata da morene basse (Fig. 29A) e affogate tra piatti terrazzi di kame costituiti da depositi glaciolacustri. Il sistema di terrazzi di kame della Cascina Cervino, grandi pianori sospesi a mezza costa sul fianco interno della Serra alla quota intorno ai 420-435 m, ospita il *Ciucarun*, campanile romanico isolato in mezzo a un vasto prato, unico relitto dell'antico villaggio medioevale di Paerno, i cui abitanti abbandonarono per scendere a fondare il borgo franco di Bollengo nel XIII sec.

Più a valle i rilievi larghi, poco acclivi e sviluppati a bassa quota caratteristici di questa unità risultano idonei ad ospitare numerosi centri abitati: sono Piverone e Viverone nel settore laterale sinistro (Serra); Azeglio, Settimo Rottaro, Borgomasino e Vische nel settore frontale; Mercenasco, Scarmagno, San Martino e Strambinello nel settore latero-frontale destro.

Il successivo Subsintema di Palazzo è rappresentato da un gruppo di morene ancora più basse e interne che in posizione distale formano un arco morenico del tutto frammentato (al contrario di Piverone che è continuo) con fronte a Strambino. Alla terminazione della sua principale morena laterale sinistra poggia Palazzo Canavese, centro abitato che dà il nome all'unità. Più a monte, nel territorio di Burolo vi è la caratteristica chiesetta della Maddalena edificata su un grande masso erratico alla base della Serra. Nel settore frontale vi poggiano i paesi di Caravino, Vestignè, Strambino e Romano, mentre nel settore laterale destro Quagliuzzo e Loranze Alto.

La morene frontali di Vestignè e di Strambino dello stadio di Palazzo dovettero agire come ostacolo all'avanzare del ghiacciaio nello stadio successivo (stadio di Andrate), che si fermò contro la morena di Strambino aggiungendo altre due morene al suo fianco interno, tanto che dappertutto nell'AMI i depositi del Subsintema di Andrate sono strettamente saldati a quelli del Subsintema di Palazzo.

I subsintemi di Piverone e di Palazzo sono individuabili solo su base morfologica (distribuzione delle cerchie) e tuttavia vanno ben differenziati, in quanto tra le loro rispettive cerchie moreniche si inseriscono i grandi bacini lacustri di Viverone (Fig. 29B) e di Candia: il subsintema di Piverone sbarra i bacini lacustri verso valle (cioè in posizione più esterna), mentre il subsintema di Palazzo si sviluppa a monte dei due laghi. Il tenere distinte queste due unità torna utile nello studio della genesi ed evoluzione geologica dei laghi (Colombero et al., 2011) e della pianura interna dell'AMI.



Fig. 29. Vedute sulla Serra d'Ivrea: A) L'abitato di Piverone disteso su una bassa morena della Serra d'Ivrea. B) Il Lago di Viverone e la parte distale del gruppo della Serra

### 7 - Regolarità della Serra d'Ivrea

Molti tra gli autori che ebbero ad occuparsi del glacialismo della regione decantarono l'immane sviluppo della Serra d'Ivrea, colpiti soprattutto dalla sua eccezionale regolarità (Gastaldi, 1853; Baretto, 1877; Stoppani, 1880; Marco, 1892; Sacco, 1917, 1927; Zienert, 1970; Carraro, 1967; Gianotti, 1996; Forno & Gianotti, 2005). Ciò che colpisce maggiormente della Serra d'Ivrea è infatti la sua regolarità morfologica su un tratto così lungo (ben 16 km!) (Fig. 16).

Questo carattere richiede due presupposti: una tendenza del ghiacciaio ad avanzare fortemente anche in pianura quando ormai non è più incanalato entro la valle; un confinamento del suo fianco sinistro sufficiente a contenerne la tendenza ad allargarsi lateralmente<sup>72</sup> e a formare dei lobi glaciali<sup>73</sup>.

<sup>72</sup> In tal caso il ghiacciaio si riprenderebbe lo spazio, andando a demolire le morene che lo fiancheggiano.

La prima condizione è dovuta al fatto che il Ghiacciaio Balteo è stato alimentato da un grande bacino montano (circa 3400 km<sup>2</sup>) caratterizzato da un'elevatissima quota media (2100 m s.l.m.), la maggiore della regione alpina, con numerosi centri di alimentazione glaciale che oltrepassano i 3500-4000 m (M. Bianco, Rutor, Gran Paradiso, Valpelline, Monte Rosa-Cervino) posti a distanza relativamente breve dalla pianura (Fig. 15). Ne consegue che il ghiacciaio, giunto allo sbocco vallivo, era ancora una massa possente con una forte tendenza all'avanzata<sup>74</sup>.

Appare ragionevole che la seconda condizione sia stata determinata dalla presenza dei Colli d'Ivrea, rilievi rocciosi che rappresentano un effettivo ostacolo al regolare decorso del ghiacciaio una volta giunto allo sbocco vallivo. Di per sé il Ghiacciaio Balteo avrebbe la tendenza a proseguire verso SSE mantenendo la direzione che aveva nel tratto entro la valle tra Pont-Saint-Martin e Borgofranco d'Ivrea. Tuttavia i Colli d'Ivrea allungati di traverso allo sbocco vallivo costituiscono uno sbarramento in dura roccia granulitica, in grado di incanalare la base del ghiacciaio verso SSW, allontanando quindi l'asse del ghiacciaio dalla Serra d'Ivrea e creando una zona d'ombra che ha sostanzialmente preservato dall'erosione le morene del settore laterale sinistro (Fig. 10). In questo settore biellese nordorientale dell'AMI si è potuta quindi conservare, piuttosto eccezionalmente, l'intera sequenza di morene di massima espansione di ogni glaciazione, dalla morena di Donato-Mongrando (la più esterna e antica dell'AMI) alla Serra Interna.

Con l'aggiunta di nuove morene al suo fianco sinistro, glaciazione dopo glaciazione, lo spazio a disposizione del ghiacciaio veniva però a ridursi e il ghiacciaio non rispondeva a questo restringimento asportando le morene al suo fianco per riprendersi lo spazio, ma restando confinato e dunque aumentando di spessore e nello stesso tempo avanzando frontalmente per accomodare lo stesso volume di ghiaccio. In tal modo si spiega la costruzione di morene via via più lunghe, alte e rettilinee, a partire dalle morene esterne di bassa quota del settore di Mongrando, Bornasco, Sala Biellese e Torrazzo, fino ad arrivare alle impressionanti creste della Serra Esterna che presentano il massimo sviluppo e regolarità (Fig. 22). In conclusione, la morfologia della Serra d'Ivrea dipende dall'effetto di contenimento laterale esercitato sul ghiacciaio dai precedenti accumuli glacialigenici, particolarmente potenti: questi hanno determinato il proseguimento in anfiteatro delle condizioni morfologiche esistenti nel settore montano. Il contenimento laterale è stato efficace in quanto la tendenza del ghiacciaio a espandersi lateralmente è stata in questo caso fortemente attenuata dalla deviazione del ghiacciaio causata dalla presenza di Colli d'Ivrea.

---

<sup>73</sup> Com'è invece capitato al suo margine destro che si articolava nei lobi di Villa Riccardi, di Alice Superiore e di Strambinello. Non trovando sfogo a sinistra, il ventaglio glaciale si estese in tutta la parte occidentale e meridionale, dividendosi in una varietà di rami e di lobi che costruirono una successione di apparati morenici frontali indipendenti.

<sup>74</sup> Essendo il suo areale di ablazione ancora molto lontano dal raggiungere l'estensione massima determinata dalla quota della linea di equilibrio in quel momento scesa intorno ai 1500 m s.l.m. (Forno et al., 2010). La quota della Linea di Equilibrio (ELA-*Equilibrium Line Altitude*) è quella isoipsa alla quale il bilancio di massa di un ghiacciaio è uguale a zero, dove cioè gli apporti di ghiaccio sono compensati dalle perdite. Essa divide il ghiacciaio in un'area di alimentazione (posta a quota superiore, dove prevale l'accumulo di ghiaccio) e in un'area di ablazione (dalla ELA fino alla fronte del ghiacciaio, dove prevale la perdita di ghiaccio per fusione) (Fig. 6). Con il metodo AAR (=0.67) si individua la paleo-ELA dividendo l'area coperta dall'antico ghiacciaio (ricostruita in base alle morene) in due terzi di area di alimentazione e in un terzo di area di ablazione. LA ELA riassume con un semplice valore di quota quello che è il complesso bilancio di massa del ghiacciaio dovuto ai fattori climatici (precipitazioni e temperature): se la ELA scende per un aumento delle precipitazioni nevose, il ghiacciaio avanza, se la ELA sale di quota, il ghiacciaio si ritira. Nel LGM si calcola che la ELA del bacino della Dora Baltea doveva essere scesa di 1300 m rispetto ai 2845 m della ELA della Piccola Età del Ghiaccio, determinando l'avanzata della fronte glaciale fino alle quote di pianura.

## 8 - Le interruzioni della Serra d'Ivrea

Una curiosa anomalia, che appare mirando la Serra d'Ivrea dalla conca interna (Fig. 16), è la presenza di grandi nicchie che a tratti troncano il decorso dei cordoni morenici e delle valli scaricatore interposte. Si tratta più precisamente di interruzioni (di alcune centinaia di m fino ad oltre 1 km<sup>75</sup>) nel profilo longitudinale delle morene della Serra Interna e della Piccola Serra, mentre la Serra Esterna ne è sostanzialmente esente (Fig. 28 )

Queste ampie concavità ricordano ovviamente delle nicchie di distacco di grandi frane e come tali sono state interpretate nel passato (Marco, 1892; Zienert, 1975). Ma una serie di indizi permette di darne una spiegazione alternativa del tutto opposta (Gianotti, 2007). In primo luogo, nel settore sottostante a ognuna di tali nicchie manca il relativo accumulo di frana di magnitudo (volume) corrispondente a quello della nicchia<sup>76</sup>. Ma l'elemento decisivo è che in queste nicchie sono spesso conservati lembi di depositi fluvioglaciali e glaciolacustri, con strutture sedimentarie che indicano una provenienza dei sedimenti dal ghiacciaio a fianco e non dalla valle scaricatore che vi confluisce da monte<sup>77</sup>. Tali depositi sono testimoni dell'antica presenza di un lago sospeso a quota altissima, che si era formato temporaneamente sul fianco del ghiacciaio e che veniva velocemente riempito dalle ghiaie sabbiose apportate da un torrente di margine glaciale (depositi di delta-conoide)<sup>78</sup>. Le grandi nicchie che interrompono le morene non sono dunque forme di erosione secondarie (nel caso in questione le cicatrici di grandi frane formatesi dopo le morene), ma sono forme di accumulo primarie, corrispondendo a settori in cui l'edificazione delle grandi morene laterali si interrompeva per venire sostituita dalla formazione di terrazzi di kame.

Queste zone di nicchia sono ricche di acqua di falda, convogliata dallo scaricatore a monte e dai fianchi delle morene e infiltratasi entro le ghiaie e le sabbie dei kame che fanno da acquifero sospeso. Il che ha due conseguenze. Innanzitutto, la presenza di numerose emergenze di acqua di falda rende da sempre questi versanti i più instabili dell'anfiteatro, dando luogo a numerose e ripetute frane di colamento<sup>79</sup>. Questi fenomeni hanno completamente rimodellato il versante, cancellando o seppellendo le morfologie primarie inizialmente presenti. Col tempo il paesaggio si trasforma in alto in un raggruppamento di nicchie di frana rimontanti, che vanno a interessare anche il fianco della Serra Esterna e che proseguono verso il basso in stretti canali percorsi dai *debris flow* in occasione di eventi pluviometrici eccezionali. A questi fenomeni si collega la reminiscenza di antichi eventi di distruzione di abitati<sup>80</sup>. L'aspetto positivo è che, per lo stesso

---

<sup>75</sup> Più esattamente Ad Andrate tra S. Maria e Adam c'è un'interruzione della Piccola Serra di 700 m; a Nord di Bienca è di 500 m.

<sup>76</sup> A ciò si può controbattere che si tratta di fenomeni di frana sin-glaciali che avvennero durante il LGM: in tal caso, i vari accumuli sarebbero caduti sul sottostante ghiacciaio e sarebbero stati trasportati e risedimentati più a valle come depositi glaciali.

<sup>77</sup> Inoltre i depositi glaciali stratificati (fluvioglaciali e glaciolacustri) appaiono confinati in questi settori di nicchia e non si estendono oltre lungo lo scaricatore. Si tratta pertanto di depositi glaciolacustri di margine glaciale e non di depositi fluvioglaciali proglaciali di scaricatore.

<sup>78</sup> Basse morene frontali di lobo glaciale e terrazzi di kame sono qui identificabili grazie ai depositi affioranti (e non per mezzo delle forme, che non sono conservate).

<sup>79</sup> Queste però hanno un volume di centinaia fino ad alcune migliaia di mc, minori quindi di vari ordini di grandezza rispetto alla supposta grande frana legata ad un unico evento.

<sup>80</sup> Come l'antico borgo di Sessano sopra Chiaverano, di cui è conservata solo la chiesetta romanica di Santo Stefano di Sessano poggiante su bellissime rocce montonate. Ma verosimilmente l'abbandono del paese nel 1251 si deve al trasferimento degli abitanti nella villa nova di Chiaverano, più sicura perché fortificata, durante la guerra tra Vercelli e Ivrea.

motivo, questi settori ospitano importanti captazioni di sorgenti che alimentano gli acquedotti comunali (come quelli di Chiaverano e di Palazzo Canavese).

La posizione delle prime due grandi interruzioni si correla bene alla sottostante presenza di scarpate in roccia sepolte, su cui scorreva il ghiacciaio che in corrispondenza subiva un repentino abbassamento di quota. Tale andamento del ghiacciaio disturbava o impediva il normale processo di edificazione delle morene laterali. Notevole è anche il fatto che tali gradini coincidano con i due sistemi di faglia denominati rispettivamente Linea del Canavese Esterna ed Interna<sup>81</sup>, situazione che evidenzia un profondo controllo della struttura tettonica del substrato roccioso sui processi di superficie che hanno generato l'anfiteatro morenico. Ad esempio sopra Bienca, in corrispondenza al gradino sepolto legato alla Linea del Canavese Interna<sup>82</sup>, la Piccola Serra subisce un'interruzione di 600 m di lunghezza, mentre la cresta della Serra Interna mostra un subitaneo abbassamento di 15 m (quasi una scarpata) a valle della Torre della Bastia, fenomeno che non si ripresenta più con questa evidenza nella prosecuzione della cresta verso valle.

## 9 - Conclusioni

Definire che cosa sia esattamente la Serra d'Ivrea non è un compito banale né la risposta può al momento essere definitiva. Si potrebbe sentenziare semplicemente che la Serra è il principale gruppo di morene dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea. Più esattamente la Serra coincide con la successione di morene laterali sinistre del ramo glaciale di Viverone formatesi nel corso delle ultime tre maggiori espansioni glaciali<sup>83</sup>.

Di certo va approfondita la conoscenza della geologia della Serra (composizione, struttura, stratigrafia, età e geomorfologia)<sup>84</sup>, interessantissima di per sé e fondamentale anche per tutta una serie di applicazioni che interessano il territorio nei campi più svariati (*in primis* quello geotecnico<sup>85</sup>, di pericolosità geologica<sup>86</sup>, idrogeologico<sup>87</sup>, idraulico, naturalistico s.l., agricolo, economico, archeologico<sup>88</sup>, storico, architettonico, paesaggistico, didattico, turistico e sportivo).

La Serra d'Ivrea, maggiore morena delle Alpi, moltiplica però la sua importanza se considerata nell'ambito dell'intero anfiteatro morenico di cui fa parte. Secondo eminenti geologi del passato e in accordo con gli ultimi studi, l'AMI è infatti il più considerevole sistema morenico terminale esistente in Europa e verosimilmente nel mondo e quindi da prendersi a modello di anfiteatro morenico. Ne deriva che l'AMI può essere considerato anche simbolo delle glaciazioni e del Periodo Quaternario! L'AMI è dunque un vero e proprio tesoro geologico, naturalistico e culturale, di primo piano a livello mondiale per la sua rilevanza

---

<sup>81</sup> Le due faglie rappresentano il tratto canavesano-biellese del Lineamento Periadriatico (o Linea Insubrica), la principale faglia delle Alpi, che separa il Sistema Sudalpino dal Sistema Austroalpino.

<sup>82</sup> Tale faglia nel settore dei Colli d'Ivrea è morfologicamente identificata dall'allineamento di alcune depressioni in roccia (Lago Pistono-Maresco di Bienca).

<sup>83</sup> Le espansioni glaciali del MIS 2 (29-14 ka BP), MIS 6 (140 ka BP) o MIS 8 (250 ka BP) in una prima ipotesi; le espansioni glaciali del MIS 2, MIS 4 (71-57 ka BP) e MIS 6 nella seconda ipotesi.

<sup>84</sup> Per un'adeguata ricostruzione geologica, le future ricerche dovranno incentrarsi su: 1) conferma di un'età LGM della Serra Interna; 2) precisa datazione numerica e delimitazione di tutti i subsistemi dell'ultima glaciazione (in primo luogo Serra Interna, Piverone, Palazzo e Andrate) attraverso i metodi del radiocarbonio, della luminescenza e degli isotopi cosmogenici; 3) risoluzione dell'età della Serra Esterna (MIS 4 o MIS 6?) e conseguentemente quella del Sistema di Magnano (MIS 6 oppure MIS 8).

<sup>85</sup> Un primo esempio può essere rintracciato in Bruno (1883).

<sup>86</sup> Si vedano ad es. Bruno (1897) e Bottino e Crivellari (1998).

<sup>87</sup> Si veda Adorno (1989), Clemente (2007), Iannotti (2007) e Barbero (2010).

<sup>88</sup> Si vedano Gastaldi (1869) e Bruno (1889). Sulle aurifodine della Bessa Gianotti (1996).

geomorfologica e stratigrafica, e risulta la maggiore eccellenza che questo territorio conserva, da proteggere con cura e cognizione. Costituisce anche una risorsa importante per futuri sviluppi nel campo del turismo scolastico e del geoturismo.

Questa consapevolezza sta gradualmente venendo a galla grazie alle molte iniziative di divulgazione ed educazione ambientale in corso<sup>89</sup>. Nel marzo 2019 si è concretizzato l'accordo per l'istituzione del Parco Naturale dei Cinque Laghi d'Ivrea (AA.VV., 1992), che interessa il settore dei Colli d'Ivrea nei territori di Chiaverano, Ivrea, Montalto Dora, Borgofranco d'Ivrea e Cascinette<sup>90</sup>. Una più ampia proposta di parco geologico dell'intero anfiteatro (Geoparco dell'AMI)<sup>91</sup> è in fase di studio e progetto (Canavese et al., 2018).

## Riferimenti bibliografici

AA.VV. (1992) - *I Cinque Laghi della Serra d'Ivrea*. Associazione dei Cinque Laghi di Ivrea, Tip. Gianotti, Montalto Dora, 63 pp.

Adorno G. (1989 ?) - *Idrogeologia ed idrogeochimica dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea ad Est della Dora Baltea*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Univ. Studi Torino, , inedita. Relatore: G.M. Zuppi.

Agassiz L. (1840) - *Etudes sur les glaciers*. Neuchâtel: chez l'auteur; Soleure: Jent et Gassmann.

Arobba D., Calderoni G., Caramiello R., Carraro F., Giardino M. & Quagliolo P. (1997) - *Palynological and radiometric evidence of a last glacial-interstadial from peat sediments in the Ivrea morainic amphitheatre (NW-Italy)*. *Geologia Insubrica* 2(2), 143-148.

Barbero E. (2010)- *Studio idrogeologico dell'area del Lago di Viverone*. Tesi di Laurea magistrale in Scienze Geologiche Applicate, Università degli Studi di Torino, inedita. Relatori: G.D. De Luca, F. Gianotti.

Baretti M. (1866) - *I ghiacciai antichi e moderni*. Tesi di laurea in Scienze Naturali, Univ. di Bologna, Candeletti, Torino.

Baretti M. (1877) - *Studi geologici sul Gruppo del Gran Paradiso*. Atti. R. Acc. Lincei, 3(1), Roma, 122 pp.

Baretti M. (1893) - *Geologia della Provincia di Torino*, 2 voll., Casanova, Torino, pp. 732.

---

<sup>89</sup> Tra le numerose iniziative, nell'ambito di una convenzione tra l'Associazione Ecomuseo AMI e il Dipartimento di Scienze della Terra di Torino (DST) è stata prodotta una mostra itinerante sulla geologia dell'AMI e la pubblicazione di un volumetto illustrato (Gianotti & Marra, 2012), poi divenuta la mostra permanente "L'Impronta del Ghiacciaio", aperta a Masino nei fine settimana estivi insieme alla Rete degli ecomusei. Da oltre vent'anni si esplica l'attività di educazione ambientale verso le scuole del Parco della Polveriera a Ivrea, dal 2013 divenuto GeoDidaLab a gestione DST (Magagna et al., 2018). Il geosito dell'AMI è illustrato in una serie di itinerari in un volume edito dalla Provincia di Torino (De Renzo, 2004). Itinerari guidati nelle nove principali emergenze geologiche della regione, tra cui l'AMI (<http://www.progeopiemonte.it/path/ami.html>), sono pubblicati *on-line* a cura del DST (Progetto PROGEO-Piemonte). Nel 2016 l'Ecomuseo del Paesaggio Orizzonte Serra ha curato la nuova edizione della Carta Geologica dell'AMI precedentemente edita dall'ATL Canavese (Duregon et al., 2006). Un progetto di itinerari geologici è in allestimento nel settore destro dell'AMI (Comune e Pro-Loco di Vialfré).

<sup>90</sup> I comuni sono elencati in ordine di superficie interessata dal Parco. Il parco naturale sarà gestito dal Servizio Aree protette della Città Metropolitana di Torino.

<sup>91</sup> Il primo rapporto della proposta del geoparco è scaricabile on-line dal sito dell'Ass. Mattiaca (<http://www.mattiaca.it>). Al 2019 ci sono 140 Geoparchi della rete Unesco, distribuiti in 38 nazioni del mondo. In Italia sono dieci (Madonie, Beigua, Parco Geominerario della Sardegna, Rocca di Cerere, Adamello-Brenta, Cilento, Parco Minerario della Toscana, Alpi Apuane, Sesia-Val Grande e Pollino). In questo elenco non compaiono i famosi parchi nazionali degli Stati Uniti occidentali (Gran Canyon, Yellowstone, Crater Lake, ecc.), che però a tutti gli effetti sono aree protette per il loro valore geologico e paesaggistico.

- Bortolami G., Carraro F., Friz C., Govi M. & Sacchi R. (1966) - *Foglio 43 "Biella" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. II ed., Serv. Geol. It., Roma.
- Bortolami G., Carraro F. & Sacchi R. (1967) - *Note illustrative del Foglio 43 "Biella" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. II ed., Serv. Geol. It., Roma.
- Bottino G. & Crivellari R. (1998) - *Analisi di colate detritiche connesse con l'evento alluvionale del 5-6 novembre 1994 nell'Anfiteatro Morenico di Ivrea*. In: Atti del convegno "Rischio idrogeologico, opere di difesa ed uso del territorio nel Canavese", 35-46. Dip. Georisorse e Territorio, Politecnico di Torino.
- Bruno L. (1883) - *Cenno geologico sulla grande galleria sotto la Serra tra Burolo e Mongrando*. La Dora Baltea, 20 dic. 1883, Ivrea.
- Bruno L. (1889) - *Probabile tracce dell'uomo paleolitico sulla Serra*. La Dora Baltea, 27, 3-7, Ivrea.
- Bruno L. (1897) - *La frana presso Vigna-Rossa. Ancora sulla frana di Vigna-Rossa*. Sentinella del Canavese, 22 gen. e 26 feb. 1897, Ivrea.
- Canavese G., Gianotti F. & de Varine H. (2018) - *Ecomuseums and geosites community and project building*. International Journal of Geoheritage and Parks. 2018, 6(1), 43-62.
- Carraro F. (1967) - *Quaternario*. In: Bortolami et al. (1967) - Note illustrative del Foglio 43 "Biella" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. II ed., Serv. Geol. It., Roma, 45-52.
- Carraro F. (1992) - *La zona pedemontana da Ivrea ad Arona. Depositi quaternari*. In: Dal Piaz G. V. (ed.), *Le Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, 3(a), 186-209. BEMA, Milano.
- Carraro F., Lanza R., Perotto A. & Zanella E. (1991) - *L'evoluzione morfologica del Biellese occidentale durante il Pleistocene inferiore e medio, in relazione all'inizio della costruzione dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea*. Boll. Museo Reg. Sc. Nat. Torino, 9(1), 99-117.
- Carraro F., Medioli F. & Petrucci F. (1975) - *Geomorphological study of the Morainic Amphitheatre of Ivrea, Northwest Italy*. Bull. R. Soc. New Zealand, 13, 89-93, Wellington.
- Carraro F. & Petrucci F. (1969) - *Carte Géologique de la Plaine du Piémont 1:400.000*. VIII Congrès INQUA, Paris.
- Clemente P. (2007) - *Idrogeologia della pianura interna dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche Applicate, Università degli Studi di Torino, inedita. Relatore: D.A. De Luca
- de Charpentier J. (1841) - *Essai sur les glaciers et sur le terrain ératique du bassin du Rhone*. Marc Ducloux, Lausanne.
- De Renzo G. (2004) - *L'Anfiteatro Morenico di Ivrea. Un geosito di valore internazionale*. In: I geositi nel paesaggio della Provincia di Torino, vol. secondo. Provincia di Torino, Lit. Geda, Torino, 106 pp.
- Duregon C., Broglio M., Fuso L., Roletti S. & Seita A. (2006) - *Carta Geologica dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea*. ATL Canavese e Valli di Lanzo, Tip. G. Canale & C., Borgaro Torinese.
- Ehlers J., Gibbard P.L., & Hughes P.D. (Eds.) (2011) - *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. A closer look*. Developments in Quaternary Science, vol. 15. Elsevier, Amsterdam, 1108 pp.
- Emiliani C. (1955) - *Pleistocene temperatures*. Journal of Geology, 63, 538-578.
- Forno M.G., Gianotti F. & Grosso F. (2005) - *Ârret 1. Serra d'Ivrea et Petite Serra (Andrate). Ârret 2. Stratigraphie da la Serre d'Ivrea (Chiaverano)*. In : Le Quaternaire des vallées alpines. Cahiers de Géographie, 3, 137-143, Edytem.
- Forno M.G., Gianotti F. & Racca G. (2010) - *Significato paleoclimatico dei rapporti tra il glacialismo principale e quello tributario nella bassa Valle della Dora Baltea*. Il Quaternario, 23(1), 105-124.

- Franchi S., Mattiolo S., Novarese V. & Stella A. (1912) - *Foglio 42 "Ivrea" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. I ed., R. Uff. Geol. It., Roma.
- Gabert P. (1962) - *Les plaines occidentales du Po e leurs piedmonts (Piémont, Lombardie occidentale et centrale). Etude morphologique*. 531 pp., 208 ff., 5 carte, Imp. Louis-Jean, Gap.
- Gastaldi B. (1853) - *Appunti sulla geologia del Piemonte*. 32 pp., 6 tt., Tip. Marzorati, Torino.
- Gastaldi B. (1869) - *Iconografia di alcuni oggetti di remota antichità rinvenuti in Italia*. Estr. da Mem. R. Acc. Sc. di Torino, 2(26), Stamperia Reale, Torino.
- Ghidone G. (2013) - *Studio petrografico dei depositi di margine glaciale della Serra d'Ivrea*. Tesi di Laurea triennale in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Torino, inedita, 51 pp. Relatori: S. Ferrando, G.M. Forno, F. Gianotti.
- Gianotti F. (1996) - *Bessa, paesaggio ed evoluzione geologica delle grandi aurifodine biellesi*. Quaderni di Natura Biellese, Eventi e Progetti Ed., Biella, 83 pp.
- Gianotti F. (2006) - *L'Anfiteatro Morenico d'Ivrea. La Serra d'Ivrea*. In: Smiraglia C. (Ed.), *Valle d'Aosta figlia dei Ghiacci*, Musumeci, Quart (AO).
- Gianotti F. (2007) - *Stratigrafia dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea*. Tesi di dottorato di ricerca, XIX ciclo, inedita, Università degli Studi di Torino, 270 pp.
- Gianotti F. (2011) - *La genesi dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea nell'ambito delle glaciazioni del Quaternario*. In: M. Tassoni (Ed.), *L'Anfiteatro Morenico di Ivrea dalla Pera Cunca alla Olivetti*, Alfredo Ferrero Editore, Cossano, 55-75.,
- Gianotti F. & Forno M.G. (2017) - *Il Quaternario della Conca di Aosta nell'ambito del modellamento glaciale del bacino della Dora Baltea*. In: Masciocco L. (Ed.), *Atti del Convegno Nazionale Geologia urbana di Aosta, Geologia dell'Ambiente*, 2, 12-17, SIGEA.
- Gianotti F., Forno M.G., Ivy-Ochs S. & Kubik P.W. (2008) - *New chronological and stratigraphical data on the Ivrea Amphitheatre (Piedmont, NW Italy)*. *Quaternary International*, 190, 123-135.
- Gianotti F., Forno M.G., Ivy-Ochs S., Monegato G., Pini R. & Ravazzi C. (2015) - *Stratigraphy of the Ivrea Morainic Amphitheatre (NW Italy). An updated synthesis*. *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 28(1), 29-58.
- Gianotti F. & Marra D. (2012) - *L'impronta del Ghiacciaio. Anfiteatro Morenico di Ivrea: un unicum geologico*. Ecomuseo AMI, Bolognino Ed., Ivrea, 63 pp.
- Iannotti S. (2007) - *Idrogeologia della pianura interna dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche Applicate, Università degli Studi di Torino, inedita. Relatore: D.A. De Luca
- Ivy-Ochs S. (2015). *Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation*. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41, 295-315.
- Ivy-Ochs S., Lucchesi S., Baggio P., Fioraso G., Gianotti F., Monegato G., Graf A., Akçar N., Christl M., Carraro F., Forno M.G. & Schlüchter C. (2018) - *New geomorphological and chronological constraints for glacial deposits in the Rivoli-Avigliana end-moraine system and the lower Susa Valley (Western Alps, NW Italy)*. *Journal of Quaternary Sciences*, 33(5), 550-562.
- Lambeck K., Rouby H., Purcell A., Sun Y. & Sambridge M. (2014) - *Sea level and ice volume since the glacial maximum*. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43), 15296-15303.
- Leone C. (2015) - *Studio petrografico di ciottoli del del Complesso dei Micascisti Eclogitici (Zona Sesia-Lanzo) presenti nel till di colata di margine glaciale della Serra di Ivrea (località Palazzo)*. Tesi di Laurea triennale in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Torino, inedita, 63 pp. Relatore: S. Ferrando.

- Lisiecki L.E. & Raymo M.E. (2005) - *A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records*. *Paleoceanography* 20, 1003-1020.
- Magagna A., Palomba M., Bovio A., Ferrero E., Gianotti F., Giardino M., Judica L., Perotti L. & Tonon M.D. (2018) - *GeoDidaLab: a laboratory for environmental education and research within the Ivrea Morainic Amphitheatre (Turin, NW Italy)*. *Rend. Online Soc. Geol. It.*, Vol. 45, 68-76.
- Marco C. (1892) - *Studio geologico dell'anfiteatro morenico d'Ivrea*. Tipografia Garda, Ivrea, 62 pp., 2 tt, prof. 1:25.000, Roux, Torino.
- Martins C. & Gastaldi B. (1850) - *Essai sur les terrains superficiels de la vallée du Pô, aux environs de Turin, comparés a ceux de la plaine suisse*. *Bull. Soc. Gèol. France*, ser. 2, vol. 7 (1849-50), 554-605, 2 ff., t. 10.
- Mongilardi A. (1988) - *La più bella morena*. Piemonte Parchi, Speciale "La Bessa", luglio-agosto 1988.
- Oreglia E. (2013) - *Studio petrografico dei depositi subglaciali della Serra d'Ivrea*. Tesi di Laurea Triennale in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Torino, inedita, 46 pp. Relatori: S. Ferrando, G.M. Forno, F. Gianotti.
- Penck A. & Brückner E. (1909) – *Die Alpen Im Eiszeitalter*. Volume 3: 761-768. Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.
- Penck A., Brückner E. & du Pasquier L. (1894) - *Le Système glaciaire des Alpes*. Guide Congr. Géol. Int., Zurich., Bull. Soc. Sc. Nat. Neuchatel, 22, 86 pp., 17 ff.. Estratto (1894): Imprimerie de H. Wolfrath & C., Neuchatel.
- Perraudin J.P. (1818 ?) - *Manuscrit*, MS Gilliéron XXX. 223, Bibliothèque cantonale et universitaire, Lausanne.
- Pignocchino G. (2018) - *Studio geomorfologico e pedostratigrafico della Serra d'Ivrea*. Tesi di Laurea Triennale in Scienze Naturali, inedita. Relatore: F. Gianotti.
- Federico Sacco (1890) - *Il bacino terziario e quaternario del Piemonte. Bibliografia, Geologia pura, Paleontologia, Geologia applicata*. 1 carta geol. 1:100.000, 2 carte geol. 1:500.000, Tip. Bernardoni, Milano, pp. 634.
- Sacco F. (1917) - *Escursione storico-geologica-tecnica nell'anfiteatro morenico di Ivrea*. *L'Escursionista*, 19, 20 pp.
- Sacco F. (1927) - *Il glacialismo nella Valle d'Aosta*. 66 pp., 2 carte 1.100.000, Min. LL. PP., Uff. Idrog. Po.
- Shackleton N.J. (1967) - *Oxygen isotope analyses and paleotemperatures re-assessed*. *Nature*, 215, 15-17.
- Stoppani A. (1880) - *L'Era Neozoica*. In Negri G, Stoppani A. & Mercalli G., *Geologia d'Italia*. Vallardi, Milano.
- Studer (1844) - *Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie*. Vol. 1 , Chur und Leipzig, Bern.
- Zienert A. (1970) - *Das Moränen-Amphitheater von Ivrea (Dora Baltea)*. *Heidelberger Geogr. Arb.*, 38, 141-157.