

L'Anfiteatro Morenico di Ivrea

FRANCO GIANOTTI

1. Introduzione

L'Anfiteatro Morenico di Ivrea (di seguito AMI) è un imponente complesso di cerchie moreniche, edificato dal ghiacciaio della Dora Baltea allo sbocco della Valle d'Aosta nel corso di una decina di glaciazioni succedutesi nel Pleistocene. Rappresenta la testimonianza più evidente ed importante della grande estensione raggiunta dal glacialismo valdostano nel Quaternario: le sue morene terminali distano fino a 120 km dalla fronte dei ghiacciai attuali del Monte Bianco ed occupano oltre metà della larghezza della Pianura Padana tra Alpi e Collina di Torino (Fig 1).

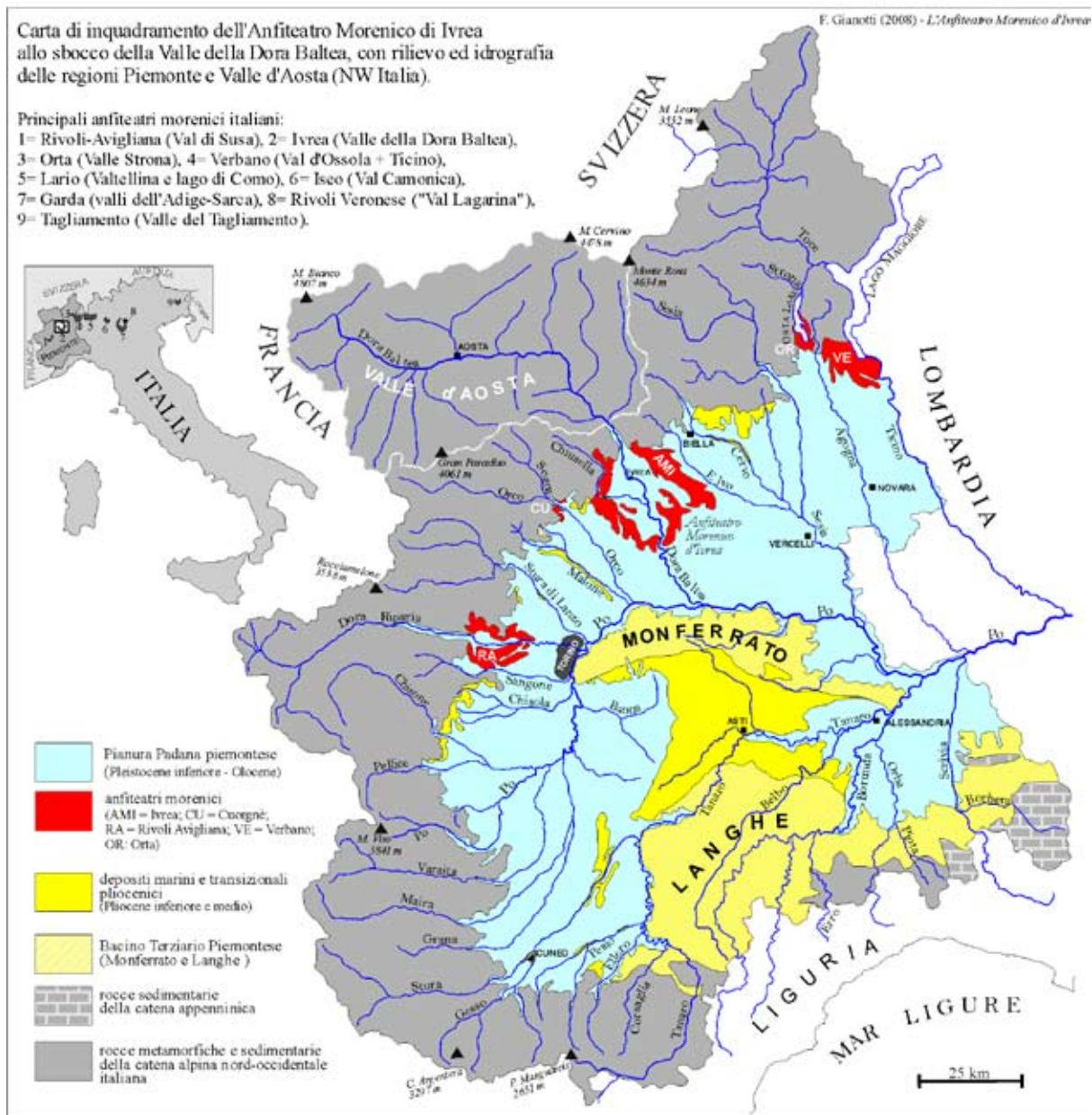


Fig. 1. Inquadramento geografico e geologico (da Gianotti, 2007, mod.).

Con una superficie di 505 km² l'AMI è il terzo anfiteatro morenico delle Alpi Italiane, dopo quelli del Garda e del Verbano. Presenta forma grossolanamente pentagonale, con lunghezza di 27 km in direzione longitudinale (circa N-S, dallo sbocco vallivo a Mazzè) ed ampiezza massima di 31 km in direzione trasversale (E-W, tra Pranzalito e Salussola).

Primo anfiteatro morenico italiano ad essere studiato, con quello di Rivoli-Avigliana presso Torino (MARTINS & GASTALDI, 1849-50)¹, destò l'ammirazione dei numerosi ricercatori, italiani e stranieri, che se ne occuparono a partire dal 1850, colpiti dalla sua marcata evidenza morfologica. Per dimensioni ed esemplarità di forme l'AMI venne infatti definito «il più chiaro, il più parlante, il più imponente fatto geologico dell'alta valle del Po» (GASTALDI, 1869)², «forse il più grandioso degli anfiteatri glaciali d'Europa» (SACCO, 1890)³, «il magnifico anfiteatro di Ivrea, unico per ampiezza e classico fra gli altri» (BARETTI, 1893)⁴ e «*le plus considérable des amphitéatres de la glaciation alpine*» (PENCK *et al.*, 1894)⁵. Questa sua espressività si manifesta essenzialmente come forte contrasto morfologico tra una vasta e piatta depressione interna (circa 200 km²) e le elevate cerchie moreniche (circa 300 km²) che la circondano (Fig. 2). L'AMI inoltre conserva due «gioielli» geomorfologici, entrambi a due passi da Ivrea: la Serra d'Ivrea, morena laterale sinistra che spicca per regolarità ed imponenza, è la massima espressione della sedimentazione glaciale, mentre i Colli d'Ivrea, affioranti dalla piana interna, rappresentano una vistosa testimonianza dell'attività erosiva del ghiacciaio (Fig. 3).



Fig. 2. Dal Bric Paglie sopra Andrate lo sguardo abbraccia quasi l'intero sviluppo dell'anfiteatro Morenico di Ivrea.

Un recente studio di dottorato⁶ ha permesso di migliorare le conoscenze stratigrafiche, geomorfologiche e cronologiche dell'AMI. Scopo primario di questo lavoro era la suddivisione stratigrafica dell'AMI e cioè la distinzione dei depositi formati nel corso di differenti glaciazioni.

Tramite ricerca bibliografica è stata acquisita e valutata la notevole mole di dati pregressi sia editi (un centinaio di lavori più o meno specifici) che inediti (principalmente tesi di laurea). Un

¹ CARLO MARTINS & BARTOLOMEO GASTALDI, *Essai sur les terrains superficiels de la vallée du Pô, aux environs de Turin, comparés a ceux de la plaine suisse*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 2, vol. 7, 2 ff., t. 10., 1850, pp. 554-605.

² BARTOLOMEO GASTALDI, *Iconografia di alcuni oggetti di remota antichità rinvenuti in Italia*, Estr. da Mem. R. Acc. Sc. di Torino, 2 (26), Stamperia Reale, Torino, 1869, pp. 79-126.

³ FEDERICO SACCO, *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, 1890, pp. 634.

⁴ MARTINO BARETTI, *Geologia della Provincia di Torino*, 2 voll., Casanova, Torino, 1893, pp. 732.

⁵ ALBRECHT PENCK, EDUARD BRUCKNER & DU PASQUIER, *Le Système glaciaire des Alpes*, Guide Congr. Géol. Int., Zurich., Bull. Soc. Sc. Nat. Neuchatel, 22, 1894, pp. 86, 17 ff.

⁶ FRANCO GIANOTTI, *Stratigrafia dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea*, Tesi di dottorato di ricerca, XIX ciclo, inedita, Università degli Studi di Torino, 2007, pp. 270.

nuovo rilevamento di terreno è stato effettuato su circa il 70 % del territorio collinare, per acquisire gli elementi di ordine geomorfologico e stratigrafico, cartografando e descrivendo in primo luogo depositi (e rocce) visibili in affioramento. Sono stati indagati con maggior dettaglio soprattutto quei settori (una ventina di km²) che, per la presenza di sviluppate incisioni torrentizie, apparivano idonei, e tali si sono confermati, al rinvenimento di elementi per la suddivisione dell'AMI: sono, nella parte esterna del settore laterale sinistro, le incisioni dei T. Viona, T. Olobbia e del reticolato affluente e, nella parte interna del settore laterale destro, le incisioni dei torrenti Chiusella, Borriana e Rudo (Fig. 4). Corrispondono a due areali da sempre oggetto di particolare interesse: in sinistra era già stata da oltre un secolo individuata la parte più antica dell'anfiteatro⁷, che dunque conserva la successione più completa; in destra, dove sembrano affiorare quasi solo unità più recenti, si possono però meglio osservare i rapporti tra i depositi glacialigenici dell'AMI ed il loro substrato pliocenico costituito da sedimenti marini. Parte dei rilevamenti sono stati condotti, in ordine di tempo, insieme a Gianluca Racca, Federico Grosso, Andrea Marcuzzi e Lorenzo Pignatta nelle rispettive aree di tesi di laurea in geologia, nonché, durante tutto il periodo, con la mia e loro relatrice Maria Gabriella Forno, docente di Geologia del Quaternario all'Università di Torino.



Fig. 3. La Serra d'Ivrea (cresta in alto) e la Piccola Serra (cresta più bassa) poggiano sul substrato roccioso levigato dei Colli d'Ivrea (in primo piano, presso la Chiesa di Santo Stefano, Chiaverano).

Lo studio di terreno è stato preceduto ed integrato dall'osservazione sistematica delle foto aeree in visione stereoscopica, estesa a tutto l'anfiteatro ed alla bassa valle della Dora Baltea: la

⁷ PENCK et al., 1894, op. cit.

FEDERICO SACCO, *Il glacialismo nella Valle d'Aosta*, 2 carte 1.100.000, Min. LL. PP., Uff. Idrog. Po, 1927, pp. 66.

fotointerpretazione ha permesso di correlare tra di loro le forme di margine glaciale (morene e terrazzi di *kame*), a tratti discontinue o ramificantesi, e di ricostruire la geometria complessiva delle cerchie moreniche. Tutti gli elementi rilevati sono stati rappresentati ed informatizzati, tramite programma GIS, sulla Carta tecnica della Provincia di Torino (CTP) a scala 1:5.000 e, per le aree delle provincie di Biella e Vercelli, sprovviste di tale cartografia, ricorrendo alla CTR del Piemonte a scala 1:10.000.



Fig. 4. L'incisione del Rio Borriana interseca le cerchie interne del settore laterale destro dell'anfiteatro.

Oltre all'analisi geologica e geomorfologica, si è fatto anche uso della pedostratigrafia (suddivisione dei depositi in base al grado di evoluzione dei suoli da questi supportati) e, subordinatamente, della biostratigrafia (suddivisione dei depositi in base al contenuto fossilifero) e della geocronologia (datazioni numeriche).

Un'interessante risultato è stato conseguito grazie all'analisi palinologica condotta da Roberta Pini dell'Università Bicocca di Milano sul contenuto pollinico di sedimenti lacustri e palustri tardoglaciali. Per acquisirli tre corte carote sono state estratte dalla torbiera di Tomalino nei Colli d'Ivrea, grazie a Giorgio Carbotta e Manuela Lasagna del Laboratorio di Geologia Applicata dell'Università di Torino.

Allo scopo di incrementare i tasselli cronologici a supporto della stratigrafia, si è tentato un approccio innovativo nell'ambito della geomorfologia italiana, con il metodo degli isotopi cosmogenici per la misura delle età di esposizione di massi erratici e di superfici di esarazione. Le analisi di laboratorio, per metà ancora in corso, sono state eseguite da Susan Ivy-Ochs e Peter Kubik dell'ETHS di Zurigo.

Infine, a corollario, le conoscenze acquisite sull'AMI sono state applicate alla questione della genesi, caratteristiche e metodi di coltivazione mineraria dei placer auriferi distribuiti sul bordo esterno dell'AMI e sfruttati in epoca pre-romana e romana repubblicana.

Alcune risultanze di queste ricerche ed analisi sono già state pubblicate o sono in corso di pubblicazione su riviste geologiche (FORNO, GIANOTTI, GROSSO & PINI, 2007; GIANOTTI, FORNO, IVY-OCHS & KUBIK, in stampa), atti di convegni (FORNO, GIANOTTI & RACCA, 2003; FORNO & GIANOTTI, 2005; FORNO, GIANOTTI & GROSSO, 2005a; GIANOTTI, FORNO & IVY-OCHS, 2006), guide di escursioni

geologiche (FORNO, GIANOTTI & GROSSO, 2005b) ed opere di divulgazione (GIANOTTI in SMIRAGLIA, ed., 2007)⁸. La geologia delle aurifodine della Bessa era già stata precedentemente trattata in varie pubblicazioni di impronta divulgativa (GIANOTTI in DAL PIAZ (ed), 1992; GIANOTTI, 1996; 1997-1998⁹; 2006) o accademica (BAIO & GIANOTTI, 1996)¹⁰.

Nel presente articolo viene quindi proposta una sintesi delle più aggiornate conoscenze sinora acquisite sull'AMI, tratte dalla tesi di dottorato¹¹.

2. Terminologia e Nozioni di base

Le sequenti note, anche se esulano dal discorso specifico sull'AMI, sono tuttavia indispensabili per inquadrare l'argomento e per chiarire alcuni termini o concetti spesso utilizzati.

La Stratigrafia è quella parte della Geologia che distingue i rapporti spaziali tra le formazioni rocciose costituenti un dato territorio e mette in ordine la sequenza dei processi che le hanno generate. La stratigrafia rappresenta pertanto il fine ultimo della maggior parte degli studi geologici di base, e cioè la ricostruzione della storia geologica di una regione. Esistono vari approcci per raggiungere lo scopo (litologici, biologici, fisici, chimici, per eventi) ed ognuno ha propri metodi e terminologia. Da ogni approccio scaturisce come risultato uno schema di sintesi (può essere il disegno di una colonna di strati oppure una curva grafica) che illustra la sequenza delle unità riconosciute, la stratigrafia appunto; tutte le stratigrafie, pur essendo differentemente strutturate, dialogano tra di loro in quanto vengono correlate ad una stessa incastellatura cronologica di riferimento, cioè la scala dei tempi geologici o scala cronostratigrafica.

Oggetto della stratigrafia sono i materiali rocciosi (sedimenti e rocce coerenti), suddivisibili in unità di valore stratigrafico in base alle loro caratteristiche interne (litostratigrafia, biostratigrafia, magnetostratigrafia, stratigrafia isotopica, stratigrafia sequenziale), oppure in base alle caratteristiche delle superfici che li delimitano (allostratigrafia, stratigrafia UBSU), poi riferite ad una scala temporale (cronostratigrafia) grazie a datazioni numeriche dirette o tramite correlazioni ad analoghe stratigrafie di riferimento meglio datate. Se i parametri su cui si basano le suddivisioni stratigrafiche variano ciclicamente in dipendenza di variabili climatiche, si passa nel campo della climatostratigrafia; se a loro volta i cicli climatici sono causati da variabili astronomiche, si parla di astrociclostratigrafia.

In Geocronologia il Quaternario è il periodo temporale coprente gli ultimi due milioni di anni circa della storia geologica, che segue al periodo Pliocene. In Cronostratigrafia il Quaternario è il sistema che raggruppa tutti i depositi sedimentati negli stessi ultimi due milioni di anni. Si suddivide in Pleistocene (1.806.000 ÷ 11.500 anni cal BP) ed in Olocene (gli ultimi 11.500 anni comprendenti il presente). A sua volta il Pleistocene si suddivide in Pleistocene inferiore (1,806 Ma ÷ 781 ka), Pleistocene medio (781 ÷ 126 ka BP) e Pleistocene superiore (126 ÷ 11,5 ka BP). Va detto che in Stratigrafia l'aggettivo «basso» o inferiore equivale ad antico, e «alto» o superiore equivale a recente, in quanto i sedimenti si accumulano in strati poggianti uno sull'altro e sono

⁸ FRANCO GIANOTTI, *L'Anfiteatro Morenico d'Ivrea. La Serra d'Ivrea*. In: C. SMIRAGLIA (Ed.), *Valle d'Aosta figlia dei Ghiacci*, 2006, Musumeci, Quart (AO).

⁹ FRANCO GIANOTTI, *Geologia e storia della Bessa*, La Picaja, Rivista dell'Associazione Biellese Cercatori d'Oro, 4, 5, 1, 1997-1998

¹⁰ MARIANGELO BAIO & FRANCO GIANOTTI, *Studio geologico e giacimentologico dell'area della «Bessa» (Biella, Italia)*, Geologia Insubrica, 1 (1-2), 1996, pp. 29-48.

¹¹ GIANOTTI, 2007, op. cit.

dunque via via più recenti verso l'alto della successione: ad es. il «basso Pleistocene superiore» corrisponde alla prima parte, o parte più antica, del Pleistocene superiore.

Il Quaternario, nato come suddivisione prima litostratigrafica (ARDUINO, 1759)¹², poi biostratigrafica (DESNOYERS, 1829¹³; LYELL, 1833; 1839¹⁴), diventa presto sinonimo di “Era Glaciale” (SCHIMPER, 1837)¹⁵. Di recente è stato declassato da “era” a “periodo”, giustamente in quanto non fa affatto seguito ad un evento di estinzione biologica di massa come quelli che separano le ere geologiche: tuttavia, anche così com'è stabilito ora, il suo inizio non corrisponde neppure ad un'importante rivoluzione climatica in senso freddo, che invece è ravvisabile piuttosto sia un milione di anni prima (2,6 Ma BP), al termine del Pliocene medio, sia a metà del periodo Quaternario stesso (900 ka BP) e cioè al termine del Pleistocene inferiore (cfr. Par. 3).

La storia climatica del nostro pianeta è registrata in modo relativamente continuo dai sedimenti organogeni che si accumulano, strato dopo strato, sui fondali di mari ed oceani. In particolare la misura del rapporto isotopico dell'ossigeno, ricavata dal guscio di foraminiferi estratti nelle carote di sedimenti oceanici (stratigrafia MIS = marine isotopic stages), esprime le oscillazioni del volume totale dei ghiacciai sui continenti nel passato: valori più elevati di $\delta^{18}\text{O}$ corrispondono a glaciazioni e bassi valori di $\delta^{18}\text{O}$ a fasi di ritiro glaciale. La stratigrafia MIS registra una sequenza ciclica di notevoli espansioni glaciali (episodi glaciali o glaciazioni) avvenute nella seconda parte del Quaternario, alternate da picchi caldi “interglaciali” (Fig. 5).

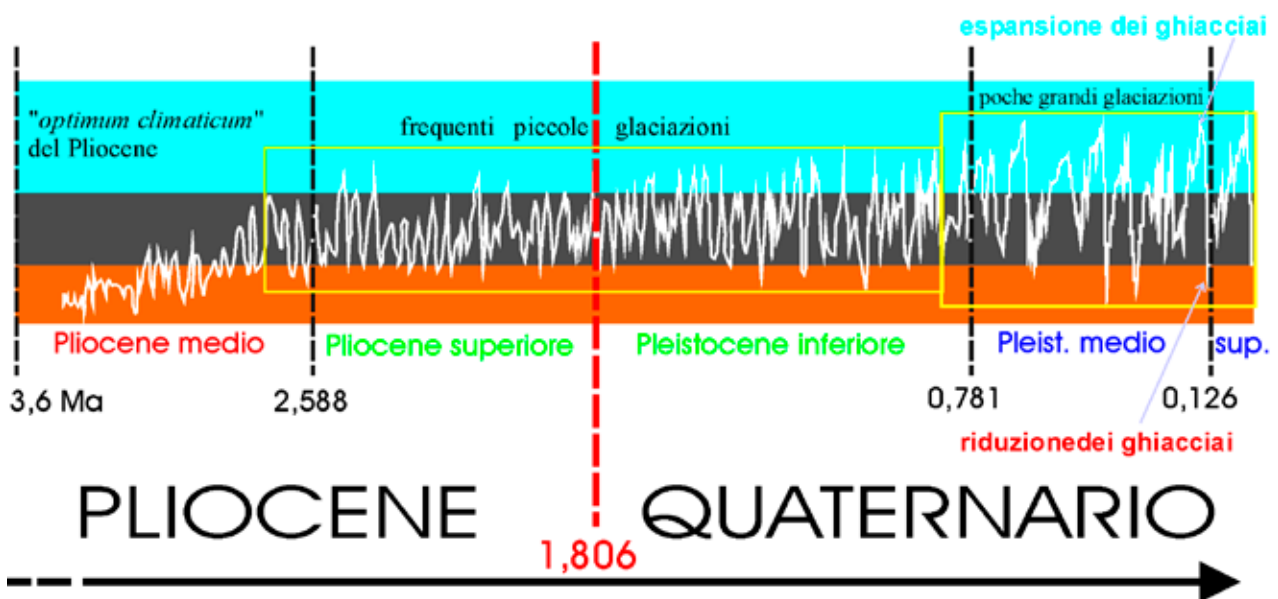


Fig. 5. Curva climatica della stratigrafia isotopica marina (MIS). Ad un periodo di oscillazioni climatiche, tra i 2,6 milioni ed i 900.000 anni fa, caratterizzato da frequenti ma piccole glaciazioni, segue l'attuale sequenza climatica caratterizzata da poche ma importanti glaciazioni.

Gli episodi glaciali, indicati come *stages* con numeri pari (MIS 2, 4, 6, ... sino a 22) si sono rivelati in numero nettamente superiore a quello precedentemente supposto dalle classiche stratigrafie delle 4-6 glaciazioni alpine (*Biber, Donau, Günz, Mindel, Riss e Würm*), centro-europee

¹² GIOVANNI ARDUINO, *Lettera a Vallisneri junior*, 1759.

¹³ DESNOYERS, 1829

¹⁴ LYELL, 1833

¹⁵ SCHIMPER, 1837

(*Elster, Saale, Warthe e Weichsel*) o nord-americane (*Nebraskan, Kansan, Illinoian, Wisconsin*), dedotte dai primi rilevamenti sui complessi glaciali delle terre emerse, in particolare sugli anfiteatri morenici. L'andamento ciclico della sequenza è rappresentato da una spezzata «a denti di sega» (tempo-volume dei ghiacci continentali), che per gli ultimi 900.000 anni disegna 9 cicli asimmetrici di circa 100 ka di durata, definiti “cicli interglaciale-glaciale”: ogni ciclo inizia a metà di una fase di deglaciazione, la cui brevissima durata (decine/centinaia di anni) è espressa dal tratto molto inclinato della curva; comprende tutto un interglaciale, che coincide con una fase calda con il massimo regresso dei ghiacciai, della durata di circa 10 ka fino ad un massimo di 20 ka; continua per i restanti 80-90 ka con un prolungato ma inesorabile calo delle temperature globali, che avviene però in modo discontinuo per l'alternanza di fasi temperate interstadiali e di fasi fredde stadiali (ordinate in successivi «Cicli di Bond»), fino a raggiungere un minimo assoluto di temperatura e di massima espansione dei ghiacciai. In particolare l'Ultimo Ciclo Interglaciale-Glaciale, che si sviluppa nell'intero Pleistocene superiore, ha inizio 126 ka BP con l'Interglaciale MIS 5e (correlabile con l'Eemiano della biostratigrafia centro-nord europea, o col massimo livello del mare), evolve in senso freddo fino all'acme di espansione glaciale (e minimo livello del mare) di circa 25÷19 ka BP (compreso nel MIS 2) e termina 11,5 ka cal BP con l'ultima drastica e veloce deglaciazione con cui ha inizio l'Olocene. All'interno del ciclo si registrano però due o tre maggiori episodi glaciali: intorno ai 100 ka (stadiale MIS 5d), 75÷60 ka (stadiale MIS 4) e 30÷11,5 ka BP (stadiale 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) ed una successiva fase di regresso definita Tardoglaciale (19÷11,5 ka cal BP) (si veda anche OROMBELLI *et al.*, 2005¹⁶). L'Olocene infine corrisponde all'attuale interglaciale MIS 1, in cui si è sviluppata la civiltà umana e con cui dovrebbe aprirsi un nuovo ciclo, alterazioni climatiche indotte dall'uomo permettendo. Nella cronostratigrafia alpina, cioè ristretta alla regione alpina europea, l'ultimo episodio glaciale o MIS 2 è indicato nel suo complesso come Würm superiore, anche se vari studiosi hanno rigettato tutta la terminologia della climatostratigrafia alpina di PENK & BRÜCKNER (1909).

Il termine di episodio glaciale è qui utilizzato nell'accezione di BINI *et al.* (2004)¹⁷, cioè di importante fase di espansione glaciale, ben separata dalla precedente e successiva da altrettante fasi di importante e duraturo regresso glaciale. In pratica risulta che ogni ciclo interglaciale-glaciale può comprendere uno o più episodi glaciali, corrispondenti a stadiali particolarmente marcati, e dunque i 9 cicli della stratigrafia MIS comprendono più di 9 glaciazioni.

In ambito sedimentologico e litostratigrafico un'importante distinzione va fatta innanzitutto tra depositi glaciali e depositi glaciali. Il termine, assai più noto, di depositi glaciali, corrispondente a *till*, va riservato a quei sedimenti depositi direttamente da un ghiacciaio senza o con poca intermediazione dell'acqua. Con depositi glaciali si intendono invece tutte le tipologie di sedimenti legati al ghiacciaio ed alle sue acque di fusione: comprendono quindi i *till* insieme ai depositi fluvio-glaciali e glacialacustri.

Inoltre va distinta nettamente la terminologia usata per indicare i depositi da quella usata per riferirsi alle forme da questi assunte. A esempio si usa *till* di colata (deposito) per definire il materiale di cui è costituita una morena (forma), riservando quest'ultimo termine alla forma di rilievo allungato. Inoltre l'accumulo di sedimenti glaciali (deposito) entro laghetti glaciali marginali può determinare la formazione di ripiani a gradinata detti «terrazzi di *kame*» (forma). Bisogna

¹⁶ GIUSEPPE OROMBELLI, CESARE RAVAZZI & BIANCA MARIA CITA, *Osservazioni sul significato dei termini LGM (UMG), Tardoglaciale e Postglaciale in ambito globale, italiano ed alpino*, Il Quaternario, Italian J. Quat. Sci., 18 (2), 2005, pp. 147-155.

¹⁷ ALFONSO BINI, ANDREA BORSATO, FRANCESCO CARRARO, ALBERTO CARTON, DANIELE CORBARI, M. CUCATO, GIOVANNI MONEGATO & GIAN BATTISTA PELLEGRINI, *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*, Il Quaternario, Italian J. Quat. Sci., 17, 2004, pp. 75-82.

tener comunque conto che una forma viene successivamente modificata dai processi di erosione, fino a diventare indistinguibile se non ingannevole.

Concetto di interno ed esterno. I cordoni morenici più esterni sono quelli più distanti, in senso radiale e non come valore assoluto, dallo sbocco vallivo e dalla piana interna dell'anfiteatro, seguendo il verso di movimento del ghiacciaio (Fig. 6).

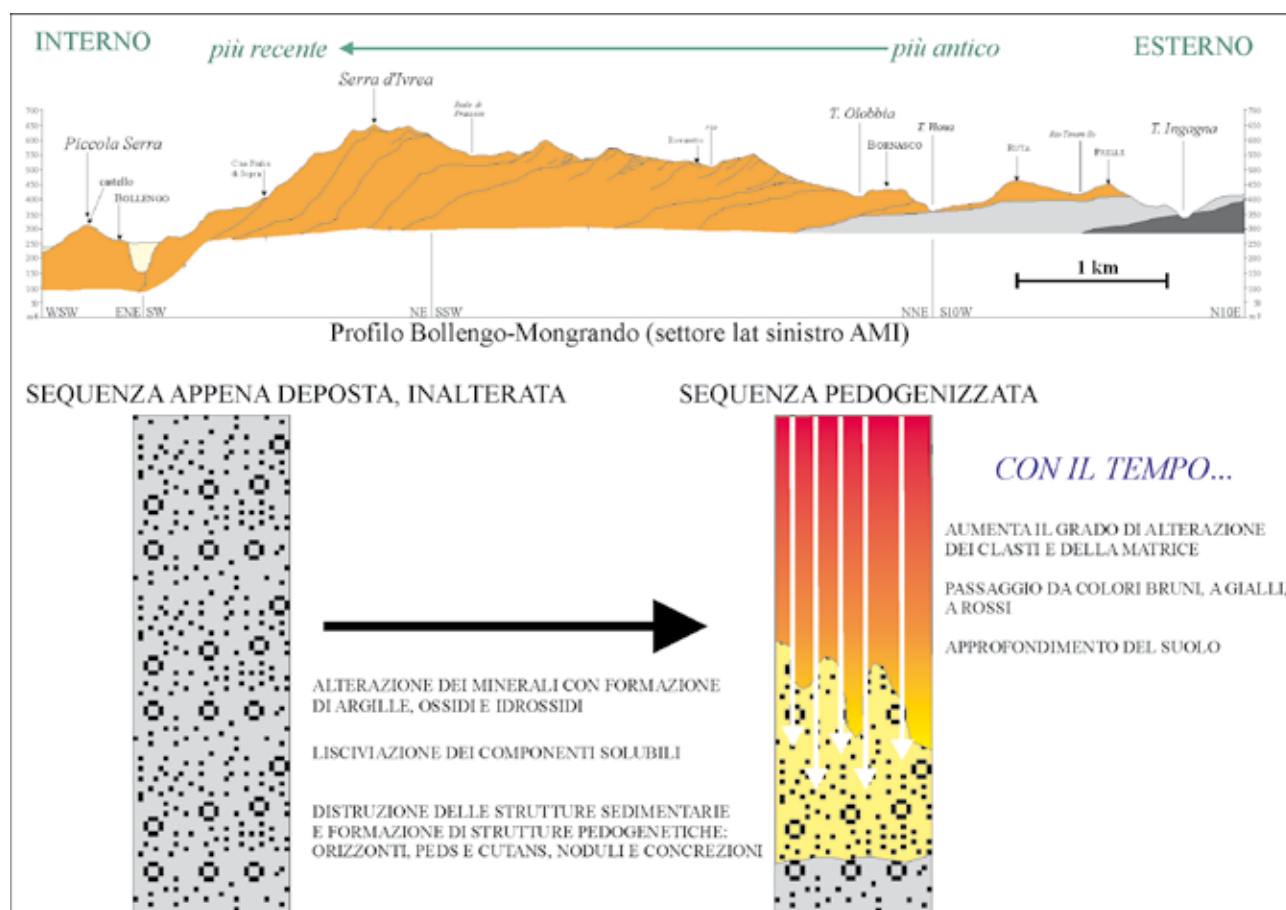


Fig. 6. In alto: profilo trasversale del settore sinistro dell'AMI, tra Bollengo e il T. Ingagna presso Mongrando. La successione dei depositi glaciali, qui indifferenziata, formanti le varie cerchie moreniche, poggia su depositi torrentizi del paleo-Elvo (in grigio) o direttamente sul substrato roccioso (in nero). Le morene più esterne/distali sono anche quelle più antiche. Procedendo verso l'interno si va verso morene via via più recenti. Ma la loro posizione non permette di capire se esistano differenze cronologiche importanti di età. Un sistema è l'utilizzo dei suoli che si formano sulle cerchie: suoli via via più antichi sviluppano caratteri via via più evoluti con il tempo (in basso). Il processo di formazione dei suoli (pedogenesi) inizia su sedimenti appena depositi, inalterati, dal colore grigio, e li trasforma in prodotti di alterazione chimica, di colore giallo-rossastro.

Le morene più esterne sono necessariamente anche le più antiche e, al contrario, procedendo dall'esterno all'interno 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.

Le date vengono sovente espresse come ka (= migliaia di anni) o Ma (= milioni di anni) BP (*before present* cioè prima del presente, dove come presente si assume convenzionalmente l'anno

1950). L'abbreviazione conv. di convenzionale indica una data radiocarbonio non calibrata, cioè non corretta per tenere conto della variabilità dei rapporti isotopici del carbonio nell'atmosfera del passato; l'età ^{14}C conv. risulta più giovane di centinaia fino a migliaia di anni rispetto all'età reale, detta anche età calendario, ottenibile mediante datazioni assolute. Ad esempio l'inizio dell'Olocene, ovvero dell'attuale interglaciale, è posto convenzionalmente a 10.000 anni conv. BP, che calibrati diventano 11.500 anni cal. BP (senza citare gli errori, espressi da \pm).

La pedostratigrafia è la suddivisione stratigrafica dei depositi basata sullo studio dei caratteri dei suoli che si formano entro la parte superficiale degli stessi. Un suolo è un prodotto dell'interazione tra litosfera, atmosfera, idrosfera e biosfera, che si manifesta come alterazione di un qualsiasi substrato roccioso naturale (rocce coerenti o sedimenti sciolti), a partire dalla sua superficie esposta all'atmosfera e procedendo verso il basso, per processi chimico-fisici indotti da idrosfera, atmosfera e biosfera (Fig. 6).

I suoli incominciano a formarsi su un deposito dal momento in cui questo viene abbandonato dall'agente (il ghiacciaio, il fiume, il vento) che lo ha accumulato. Il processo di formazione del suolo, dapprima lento, si velocizza con temperature più elevate e necessariamente con la formazione di copertura vegetale. Soprattutto, i suoli possono formarsi ed evolvere su superfici geomorfologicamente stabili, dove la pedogenesi riesce a prevalere sia sull'erosione, che tende a cancellare il suolo che va formandosi, sia sulla sedimentazione, che viceversa tende a seppellirlo sotto una coltre di depositi, determinando l'arresto del processo pedogenetico.

La formazione del suolo comporta (i) l'alterazione dei minerali formanti gli elementi della matrice e dei clasti del deposito, con produzione di argille, ossidi ed idrossidi, (ii) la lisciviazione degli elementi solubili, che vengono allontanati dalle acque di falda (calcio, sodio, ecc.) e (iii) la cancellazione delle strutture sedimentarie primarie (stratificazioni, laminazioni) per la sovrapposizione di nuove strutture pedogenetiche (*ped* e *cutans*, noduli e concrezioni). Il risultato è che, con il tempo, aumenta il grado di alterazione dei clasti e della matrice del deposito, il suolo si approfondisce da pochi centimetri a molti metri, ed acquisisce colori da bruni, a giallastri ed infine rossastri e rosso-violacei, per l'aumento della concentrazione di idrossidi e di ossidi di ferro. Il colore dei suoli si misura sul terreno tramite le tavole dei colori di Munsell e si indica con una sigla (l'«indice di colore», ad es. 7.5YR 5/6, dove Y sta per *yellow* e R per *red*), che esprime esattamente la tinta (*hue*), la luminosità (*value*) ed il grado di saturazione (*chroma*) del suo colore. Un *hue* 10R indica un suolo completamente rosso e pertanto massimamente evoluto; un *hue* 2,5YR indica un colore del suolo con 2,5 parti di giallo e 7,5 parti di rosso; la tinta 5YR è data da rosso e giallo in parti uguali e 7,5YR è una tinta in cui prevale il giallo sul rosso, tipica dei suoli sviluppati sulle morene meno antiche.

3. Inquadramento del fenomeno glaciale nel bacino della Dora Baltea

Le curve della stratigrafia isotopica marina (MIS) svelano come, al termine del Pliocene medio (circa 2,6 Ma), un'importante variazione climatica abbia determinato la fine del cosiddetto «*optimum climaticum pliocenicum*», per l'instaurarsi di cicli glaciale-interglaciale ad elevata frequenza (41.000 anni) e relativamente bassa intensità, collegabili alle oscillazioni cicliche dell'inclinazione dell'orbita terrestre, che perdurarono per 1,7 Ma fino a tutta la prima parte del Quaternario (Fig. 5).

Nella regione alpina ed in particolare negli anfiteatri morenici pedemontani queste numerose

ma piccole espansioni non risultano documentate da depositi glaciali conservati, con l'eccezione di due unità di till rilevate nel Varesotto e riferite ad altrettante glaciazioni del Pliocene superiore¹⁸: nondimeno è del tutto probabile che significative espansioni dei ghiacciai alpini si siano prodotte durante i frequenti episodi glaciali del Pliocene superiore - Pleistocene inferiore, pur se confinate entro le rispettive valli.

Alla fine del Pleistocene inferiore questo andamento venne sostituito da una differente sequenza ciclica di glaciazioni, caratterizzata da minor frequenza (cicli di 100.000 anni) e da maggior ampiezza, collegabili alle variazioni dell'eccentricità dell'orbita terrestre: nel corso di almeno parte delle puntate fredde il ghiacciaio della Dora Baltea giunse solo allora a varcare lo sbocco vallivo, espandendosi in pianura, ove edificò quel grandioso sistema di cerchie noto come Anfiteatro Morenico d'Ivrea. In esso è potenzialmente documentata l'intera successione di tali glaciazioni, compresa all'incirca tra 900.000 e 11.500 anni BP: infatti i più antichi depositi dell'anfiteatro, formanti la cerchia più esterna (Mongrando), sono stati riferiti tramite analisi paleomagnetica alla transizione tra Pleistocene inferiore e Pleistocene medio¹⁹; i depositi più recenti sono stati invece attribuiti agli ultimi due episodi glaciali del Pleistocene superiore, tramite radiocarbonio (¹⁴C) e palinologia²⁰.

Al contrario nel settore montano del bacino della Dora Baltea, coincidente in gran parte con la regione Valle d'Aosta, i depositi conservati hanno età molto più recente, poiché in massima parte risalgono all'ultima glaciazione del Pleistocene superiore, compresa tra 25.000 e 11.500 anni BP circa (correlabile al MIS 2 della stratigrafia isotopica, comprendente il *Last Glacial Maximum* globale, di seguito LGM, ed il successivo Tardoglaciale), e al periodo post-glaciale (Olocene). Solo a quote relativamente elevate sui versanti vallivi (oltre i 1200-1400 m in bassa valle e oltre i 1700 m a monte di Aosta), dove cioè non è arrivato il ghiacciaio dell'LGM, possono essersi conservati depositi abbandonati dal ghiacciaio balteo nel corso delle glaciazioni precedenti: questi depositi sono però molto difficili da distinguere tra di loro e dai prodotti dei ghiacciai locali e del periglacialismo²¹, perché formano sporadici accumuli discontinui, spesso privi di forme diagnostiche.

4. Inquadramento geografico e geologico

Ognuno dei principali sistemi vallivi delle Alpi sviluppa, oltre il suo sbocco in pianura, un proprio anfiteatro morenico, costituito dal detrito eroso a monte dai ghiacciai, trasportato ed infine deposto alla fronte durante gli episodi di maggiore espansione glaciale del Quaternario.

La differenza tra gli anfiteatri morenici del bordo esterno delle Alpi, in particolare della Svizzera e della Baviera, e quelli italiani è che i primi, se sono mediamente molto più estesi, sono però in

¹⁸ UGGERI *et al.*, *The Valle della Fornace succession*, *Geologia Insubrica*, 2 (2), 1997, pp. 69-80.

¹⁹ FRANCESCO CARRARO, ROBERTO LANZA, ALDO PEROTTO & ELENA ZANELLA, *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), 1991, pp. 99-117.

²⁰ SCHNEIDER R.E., *Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der Spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien)*. *Bot. Jahrb. Syst.*, 100 (1), 1978, pp. 26-109.

AROBBA D., CALDERONI G., ROSANNA CARAMIELLO, FRANCESCO CARRARO, MARCO GIARDINO & PAOLO QUAGLILO, *Paly-nological and radiometric evidence of a last glacial-interstadial from peat sediments in the Ivrea morainic amphiteatre (NW-Italy)*. *Geol. Insubr.* 2 (2), 1997, pp. 143-148.

²¹ I processi periglaciali tendono a deformare, a risedimentare e a ridistribuire a quote inferiori i depositi sedimentati dai ghiacciai a quote più elevate e/o in aree più circoscritte.

genere meno ben espressi, perché dotati di rilievi meno accentuati e perché saldati uno contro l'altro senza soluzione di continuità. Tanto che un geomorfologo tedesco scrisse, come introduzione al suo lavoro sull'AMI, che «chi, attraversate le Alpi, giunge per la prima volta nella zona d'Ivrea, pensa di non avere mai visto delle vere morene prima»²², di certo alludendo alla grandiosità della Serra d'Ivrea rispetto ad altri apparati morenici alpini.

Limitando il nostro sguardo al versante piemontese, sotto l'aspetto geomorfologico esso si compone dell'arco alpino occidentale e di alcuni settori collinari, che stringono sui due lati la pianura alluvionale del Po (Fig. 1). Il rilievo alpino è costituito in massima parte da rocce metamorfiche e, semplificando, in tal senso è relativamente omogeneo. Si possono invece distinguere due tipologie di rilievi collinari, del tutto differenti per costituzione, genesi ed età: le principali regioni collinari del Piemonte, le Langhe ed il Monferrato, sono di origine tettonica, cioè si sono innalzate per deformazioni della crosta terrestre a più riprese nel corso del Miocene-Quaternario, corrispondendo ad una protuberanza avanzata dell'Appennino in sollevamento; sono costituite da sedimenti marini con età dall'Eocene superiore al Messiniano (circa 40÷5 milioni di anni fa). Invece i rilievi morenici, come quelli degli anfiteatri di Rivoli Avigliana allo sbocco della Val di Susa, di Ivrea allo sbocco della Valle d'Aosta, del Verbano allo sbocco di Val d'Ossola e i due più piccoli del Lago d'Orta collegato alla valle Strona e quello, molto smembrato e quasi irriconoscibile, di Cuornè allo sbocco della Valle Orco, si sono formati per accumulo di sedimenti trasportati e deposti dai ghiacciai, in un arco di tempo che va da circa 900.000 anni a 19.000 anni fa.

Da un punto di vista amministrativo, l'Anfiteatro Morenico d'Ivrea è compreso interamente entro i confini della Regione Piemonte: si distribuisce per tre quarti in Provincia di Torino e per la restante parte in quelle di Biella (settore laterale sinistro esterno dell'AMI) e subordinatamente di Vercelli (settore frontale sudorientale). La cresta principale della Serra d'Ivrea fa da confine tra Canavese e Biellese. L'edificio morenico ricade nel territorio di ben 93 comuni, di cui 75 della Provincia di Torino, 14 della Provincia di Biella e 4 della Provincia di Vercelli²³.

Il suo bacino montano, esteso per 3355 km², coincide per la gran parte con la Regione Autonoma Valle d'Aosta, tranne che negli ultimi 10 km di valle prossimi al suo sbocco (91 km²), che ricadono in territorio piemontese. Il bacino è formato da una valle principale lunga circa 90 km, percorsa dal T. Dora Baltea, e da una trentina di valli e grandi valloni tributari, diramantisi alternatamente in destra e sinistra idrografica (Fig. 7). È caratterizzato dalla presenza di importanti centri di alimentazione glaciale, tra cui alcuni dei maggiori rilievi d'Europa (Monte Bianco, Monte Rosa, Cervino, Gran Paradiso), che si innalzano a breve distanza dalla pianura. Questa particolare situazione orografica è probabilmente la causa principale della «possenza» geomorfologica dell'Anfiteatro d'Ivrea: la vicinanza dei bacini di alimentazione deve aver fatto sì che oltre lo sbocco vallivo il ghiacciaio balteo, mantenendo notevole spessore e potere erosivo, doveva ancora manifestare la tendenza ad un marcato avanzamento.

Quella della Dora Baltea è inoltre l'unica valle delle Alpi incisa entro l'intera successione dei grandi sistemi tettono-metamorfici che formano la catena alpina (dal Sudalpino all'Elvetico) (Fig. 7). Da ciò dovrebbe derivare una varietà litologica senza pari per i depositi glacialigenici dell'AMI rispetto a quella di ogni altro anfiteatro alpino, espressa da un ricco campionario di rocce metamorfiche silicatiche (graniti, dioriti, gneiss, micascisti, prasiniti, anfiboliti, metagabbri, serpentiniti, metaconglomerati, quarziti, ecc.) e, subordinatamente, carbonatiche (calcescisti e marmi).

²² ZIENERT A., *Das Moränen-Amphitheater von Ivrea (Dora Baltea)*, Heidelberger Geogr. Arb., 38, 1970, pp. 141-157.

²³ DUREGON C., BROGLIO M., FUSO L., ROLETTI S. & SEITA A., *Carta Geologica dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea*, ATL Canavese e Valli di Lanzo, Tip. G. Canale & C., Borgaro Torinese, 2006.

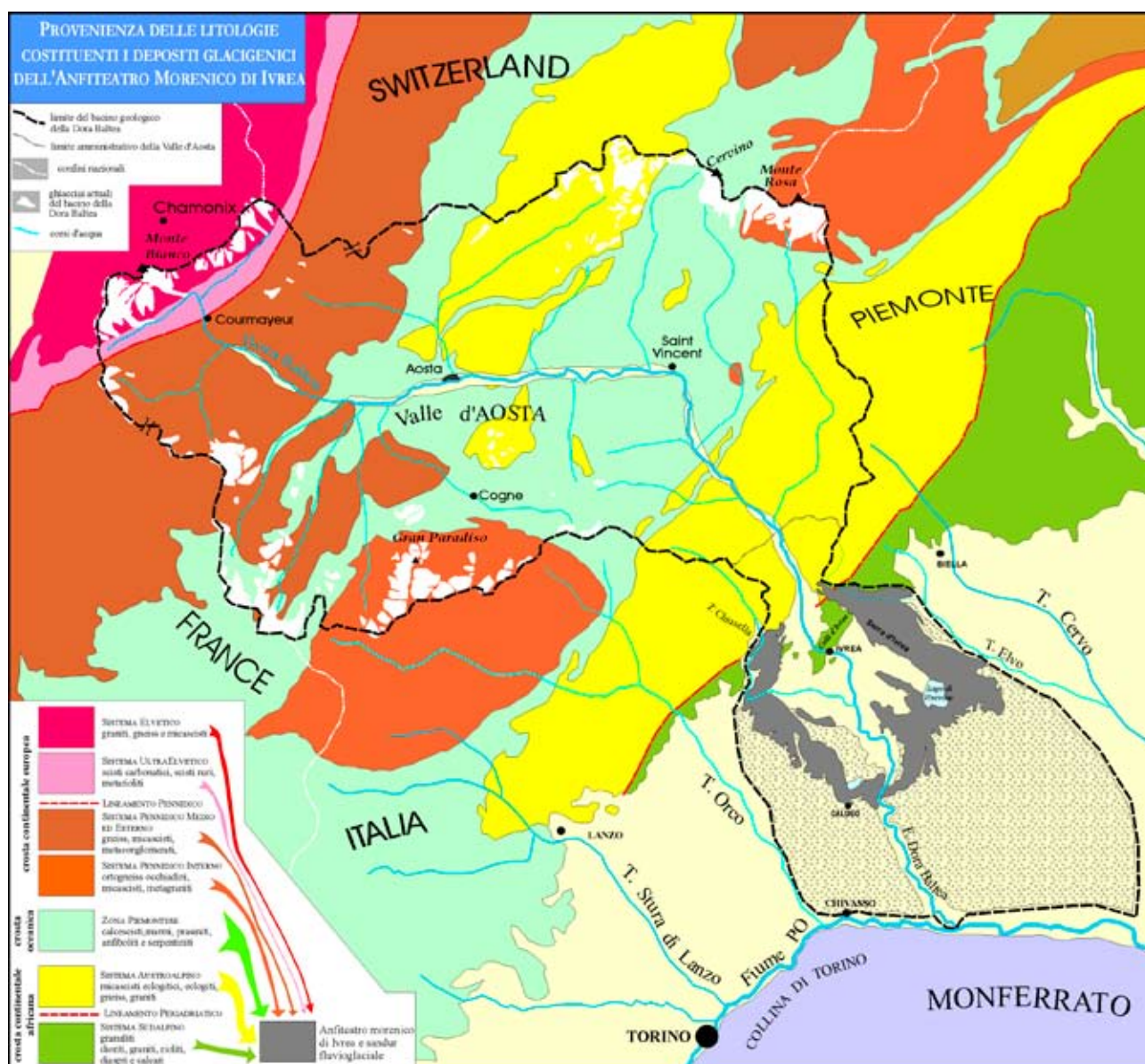


Fig. 7. Carta schematica del bacino «geologico» della Dora Baltea: sono evidenziati i grandi sistemi metamorfico-strutturali alpini, costituenti la cava di prestito del detrito, dalla svariatissima composizione litologica, che costituisce i depositi dell'Anfi-teatro d'Ivrea.

Nei bacini montani adiacenti a quello della Dora Baltea non si produssero espansioni glaciali tali da raggiungere la pianura, con eccezione, seppur limitata, del ghiacciaio dell'Orco: essi sono, ad Ovest, la Val Chiusella, la Valle Orco e la Valle Stura di Lanzo, ad Est la Valle Elvo e la Valle Cervo (Fig. 1).

A valle dei rispettivi sbocchi vallivi e lateralmente all'AMI si estendono dunque gli apparati alluvionali di questi corsi d'acqua, a quote sensibilmente inferiori rispetto ai rilievi dell'anfi-teatro. Le sole forme nel complesso riconducibili a conoidi (elementi dalla forma a ventaglio in pianta, con apice allo sbocco vallivo e settore distale o unghia verso il Po) fanno capo al T. Stura di Lanzo ed al T. Cervo: ad essi sono legate sequenze alluvionali dalla morfologia e stratigrafia assai complessa, perché costituite da lembi di ghiaie fluviali di età molto varia distribuiti in più ordini di terrazzi: i lembi più antichi formano i pianori terrazzati più elevati, assai dissezionati e rimodellati, mentre i più recenti sono profondamente incastrati nei precedenti. La parte prossimale e più antica dei vari conoidi, poggiante sulle falde alpine, è conservata per lo più in lembi discontinui molto

rimodellati, formanti i cosiddetti «altopiani villafranchiani» della Carta Geologica d'Italia²⁴, come quelli del T. Elvo.

Ad Ovest dell'AMI la Val Chiusella non ha conoide al suo sbocco, perché questo è sbarrato dalle cerchie laterali destre dell'AMI, mentre il T. Chiusella raggiunge la conca dell'Anfiteatro incastrato sul fondo della depressione interna abbandonata dal lobo glaciale di Strambinello (vedi par.6.1).

Infine il T. Orco forma una bassa piana alluvionale molto più larga delle precedenti, a cui concorrono alcuni corsi d'acqua tributari, come il T. Malesina; essa ha morfologia semplice, poiché degrada senza soluzione di continuità fino al Fiume Po. La piana dell'Orco è espressione di un conoide alluvionale recente che occupa lo spazio tra il conoide della Stura di Lanzo ad W e il «grembiule» fluvio-glaciale dell'AMI ad Est, i quali formano altopiani elevati di alcune decine di metri sulla piana dell'Orco.

5. Storia degli studi

Gli studi sull'AMI fan seguito alla nascita in Svizzera della Teoria Glaciale, espressa dall'Ing. Venetz e poi sviluppata e diffusa dai geologi de Charpentier e Agassiz (anni 1821-1840).

L'AMI fu per la prima volta descritto compiutamente da MARTINS & GASTALDI (1850), dopo che i geologi svizzeri STUDER (1844)²⁵ e GUYOT (1847)²⁶ avevano riconosciuto la genesi glaciale della maggiore delle sue morene, la Serra. In precedenza i rilievi morenici e i depositi glaciali venivano collegati ad antiche catastrofiche alluvioni (il «*Diluvium*» di Buckland) e in questo modo furono interpretati anche gli anfiteatri piemontesi, come scaturisce dalla diatriba scientifica tra Sismonda²⁷ e Gastaldi²⁸.

Inizialmente (lavori di Gastaldi, Bruno, Baretto, Marco e Sacco della seconda metà dell'800) l'anfiteatro veniva riferito ad una sola grande glaciazione e dunque trattato come un insieme omogeneo, differenziabile solo dai depositi marini pliocenici (substrato pre-glaciale), dal *diluvium* (depositi fluvio-glaciali da pre- a sin-glaciali) e dalle alluvioni post-glaciali.

BRUNO (1877)²⁹, il più prolifico autore sull'AMI, introdusse l'ipotesi dell'origine marino-glaciale dell'anfiteatro, legata alla *Drift Theory* di LYELL (1935), secondo la quale la glaciazione sarebbe iniziata quando il mare occupava ancora il settore pedemontano, come indicherebbe la diffusione di depositi stratificati inglobanti sia gusci di molluschi marini che ciottoli di trasporto glaciale («glaciomarino»). Tale possibilità fu sostenuta da STOPPANI (1880)³⁰, ma fortemente negata

²⁴ *sensu* BORTOLAMI *et al.*, 1967, op. cit.

²⁵ BERNHARD STUDER, *Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie*, Vol. 1, 1844, Chur und Leipzig, Bern.

²⁶ ALFRED GUYOT, *Note sur la topographie des Alpes pennines*. Bull. Soc. Sc. Nat. de Neuchâtel, 1847.

²⁷ ANGELO SISMONDA, *Classificazione dei terreni stratificati delle Alpi tra il Monte-Bianco e la conca di Nizza*, Mem. R. Acc. Sc. Torino, serie 2, 12: 271-338, 2 tt., 1852.

²⁸ BARTOLOMEO GASTALDI, *Appunti sulla geologia del Piemonte*, Tip. Marzorati, Torino, 1853, pp. 32, 6 tt..

²⁹ LUIGI BRUNO, *I terreni costituenti l'anfiteatro allo sbocco della Dora Baltea*, Tip. F.L. Curbis, Ivrea, 1877, pp. 65.

³⁰ ANTONIO STOPPANI, *L'Era Neozoica*. In: NEGRI G, STOPPANI A. & MERCALLI G., *Geologia d'Italia*. Vallardi, 1880, Milano.

da BARETTI (1877)³¹, da SACCO (1888)³² e da MARCO (1892)³³, che ritenevano rimaneggiati i fossili marini. Successivamente anche BRUNO (1881)³⁴ rigetterà l'ipotesi.

PENCK *et al* (1894) e PENCK & BRÜCKNER (1909)³⁵ riconobbero nell'AMI due delle glaciazioni alpine (*Riss e Würm*) proposte nella loro classica stratigrafia elaborata in Baviera (dalla più antica alla più recente, *Günz, Mindel, Riss e Würm*) e citarono la Serra d'Ivrea come «maggiore morena delle Alpi». Lo schema quadripartito delle glaciazioni venne quindi applicato nella prima edizione della «Carta Geologica d'Italia» alla scala 1:100.000, Foglio 42 «Ivrea»³⁶ e Foglio 43 «Biella»³⁷: i cordoni esterni alla Serra sono qui indicati come «morene antiche (prewürmiane)», mentre tutti gli altri, Serra compresa, come «morene würmiane, postwürmiane e recenti».

SACCO (1927)³⁸ distinse nell'AMI tre «glaciazioni», correlate dubitativamente con *Mindel, Riss* e *Würm*, ma con differenti limiti cartografici rispetto ai lavori precedenti: la «formazione morenica vecchia», riferibile alla prima glaciazione «(Mindeliana ?)», corrisponde alle morene più esterne dell'anfiteatro; la «formazione morenica media», riferibile alla seconda glaciazione «(Rissiana?)», comprende la maggior parte dei cordoni intermedi, tra cui il più continuo, noto come Serra di Ivrea; infine i «depositi morenici» attribuibili alla terza glaciazione «(Würmiana?)», corrispondono alla cerchia morenica più interna, sviluppata tra Andrate e Bollengo in sinistra (la «Piccola Serra») e tra Strambino e Parella in destra.

Le suddivisioni di SACCO (1927) vennero riprese nella seconda edizione del Foglio «Biella» della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000³⁹ e in una serie di lavori di sintesi (CARRARO & PETRUCCI, 1969⁴⁰; CARRARO *et al.*, 1975⁴¹). La carta geologica dell'AMI di CARRARO *et al.* (1975) rimane, nonostante la piccola scala (1:100.000), la più dettagliata sinora pubblicata.

In una serie di lavori CARRARO *et al.* (1974⁴²; 1975), BARBIERI *et al.* (1974)⁴³ e CERCHIO (1980)⁴⁴ riaprirono la questione dell'esistenza di depositi glaciomarini nell'AMI, propugnata da BRUNO

³¹ MARTINO BARETTI, *Studi geologici sul Gruppo del Gran Paradiso*, Atti. R. Acc. Lincei, 3(1), Roma, 1877, pp. 122.

³² FEDERICO SACCO, *I terreni terziari e quaternari del Biellese*. 16 pp., 1 carta geol. 1:100.000, 1888, Guadagnini & Candelero, Torino.

³³ CARLO MARCO, *Studio geologico dell'anfiteatro morenico d'Ivrea*, Tipografia Garda, Ivrea, 62 pp., 2 tt, prof. 1:25.000, 1892, Roux, Torino.

³⁴ LUIGI BRUNO, *L'era lacustre nell'Anfiteatro della Dora Baltea*. Boll. CAI, 1881, vol. 17, 50. Estratto (1883): Tip. G. Candeletti, Torino, 19 pagg.

³⁵ ALBRECHT PENCK & EDUARD BRÜCKNER, *Die Alpen Im Eiszeitalter*, Volume 3, 1909, pp. 761-768, Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig.

³⁶ SECONDO FRANCHI, S. MATTIROLO, VITTORIO NOVARESE & A. STELLA, *Foglio 42 "Ivrea" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. I ed., 1912, R. Uff. Geol. It., Roma.

³⁷ SECONDO FRANCHI & A. STELLA, *Foglio 43 "Biella" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. I ed., 1933, R. Uff. Geol. It., Roma.

³⁸ FEDERICO SACCO, *Il glacialismo nella Valle d'Aosta*. 2 carte 1.100.000, Min. LL. PP., Uff. Idrog. Po, 1927, pp. 66.

³⁹ GIANCARLO BORTOLAMI, FRANCESCO CARRARO & ROSALINO SACCHI, *Note illustrative del Foglio 43 «Biella» della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. II ed., 1967, Serv. Geol. It., Roma.

⁴⁰ FRANCESCO CARRARO & FRANCO PETRUCCI, *Carte Géologique de la Plaine du Piémont 1:400.000*, VIII Congrès INQUA, 1969, Paris.

⁴¹ FRANCESCO CARRARO, FRANCO MEDIOLI & FRANCO PETRUCCI, *Geomorphological study of the Morainic Amphitheatre of Ivrea, Northwest Italy*, Bull. R. Soc. New Zealand, 13, 1975, pp. 89-93, Wellington.

⁴² FRANCESCO CARRARO, FRANCO MEDIOLI & FRANCO PETRUCCI, *Significato della presenza di depositi glaciomarini nell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea riguardo al problema del limite Plio-Pleistocene*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. SFMN., Serie 8, 56 (3), 1974, pp. 397-402, Roma.

⁴³ F. BARBIERI, FRANCESCO CARRARO & FRANCO PETRUCCI, *Osservazioni micropaleontologiche e stratigrafiche sulla serie marina e glaciomarina della Valchiussella (Ivrea, prov. di Torino)*, Acta Nat. Ateneo Parmense, 10(1), 1974, pp. 5-14.

⁴⁴ ELIANA CERCHIO, *Studio palinologico dei depositi glaciomarini pliocenico-medi della Val Chiussella*, Tesi di Laurea inedita, Univ. Studi di Torino, 1980, pp. 113.

(1877) e da STOPPANI (1880), fortemente negata da BARETTI (1877), SACCO (1888) e MARCO (1892) e successivamente respinta anche da RABOGLIATTI (1953)⁴⁵, da GABERT (1962)⁴⁶ e, più recentemente, da BASILICI *et al.* (1997)⁴⁷.

Le prime analisi polliniche e datazioni ¹⁴C dell'AMI si devono a SCHNEIDER (1978)⁴⁸, palinologa svizzera che studiò le sequenze tardoglaciali e oloceniche delle torbiere di alcuni anfiteatri morenici sudalpini. Le datazioni al radiocarbonio di legni, da lei ottenute al Lago di Alice Superiore in anfiteatro (14.200 ±150 anni ¹⁴C conv. BP) e da BRUGIAPAGLIA (2001)⁴⁹ al Lago di Villa in bassa Valle d'Aosta (12.700±130 anni ¹⁴C conv. BP), hanno fornito età minime di deglaciazione locale al termine dell'ultimo episodio glaciale.

Relativamente all'AMI l'abbandono della terminologia climatostratigrafica alpina di PENCK & BRÜCKNER (1909) avviene con lo studio di CARRARO *et al.* (1991)⁵⁰ sulla geologia del margine biellese dell'anfiteatro, partito dagli ingenti sbancamenti per la costruzione della diga sul T. Ingagna. L'analisi paleomagnetica di depositi glaciolacustri, in rapporto con la morena di Mongrando, ha permesso di datare alla fine del Pleistocene inferiore la prima evidenza di glaciazione nell'AMI. La sequenza glacialigenica poggia sui depositi di conoide alluvionale dell'antico T. Elvo, da Carraro distinti in diverse unità in rapporto di terrazzamento: Unità di Graglia (pre-glaciale), Unità di Muzzano (da pre a sin-glaciale) e Unità di Camburzano (del Pleistocene medio).

Più in generale i depositi e le cerchie dell'anfiteatro sono stati poi suddivisi in tre grandi gruppi da CARRARO (1992)⁵¹ seguendo il criterio allostratigrafico. Il Gruppo di San Michele-Borgo, corrispondente al vecchio *Mindel*, comprende i cordoni morenici più esterni, di dimensioni relativamente ridotte, riferiti su base paleomagnetica e pedostratigrafica al Pleistocene inferiore-medio (CARRARO *et al.*, 1991); l'età antica è suggerita dalla presenza di resti di potenti suoli di colore rosso (2.5YR÷10R) e dalla cancellazione dell'aspetto originario delle forme dovuto al rimodellamento erosionale. Il Gruppo della Serra, corrispondente al vecchio *Riss*, forma «l'ossatura dell'anfiteatro», dato che comprende la Serra d'Ivrea insieme alla maggior parte dei cordoni morenici, riferiti al Pleistocene medio: l'età intermedia è indicata dai suoli molto meno evoluti, con indice di colore 7.5YR (rosso-giallastro), e da un diffuso rimodellamento delle forme, che tuttavia non oblitera l'originaria espressione morfologica dei cordoni. Il Gruppo di Bollengo-Albiano infine, corrispondente al vecchio *Würm*, comprende la cerchia più interna dell'anfiteatro, sviluppata a quota inferiore e riferita all'ultima espansione glaciale (*Last Glacial Maximum*) del Pleistocene superiore: l'età recente è suggerita dalla presenza di suoli poco potenti di colore bruno-giallastro e da un modesto rimodellamento delle forme.

Altri studi recenti, riguardanti aree più circoscritte dell'anfiteatro, permettono di effettuare localmente una suddivisione più dettagliata del gruppo più antico. In particolare GIANOTTI (1993)⁵², prendendo in esame il settore tra Mongrando, Cerrione e Zubiena, comprendente la regione Bessa,

⁴⁵ CARLA RABOGLIATTI, *Studi dei lembi pliocenici dei dintorni d'Ivrea*, Pubbl. Ist. Geol. Univ. Torino, 2, 1953, pp. 95-114.

⁴⁶ P. GABERT, *Les plaines occidentales du Po e leurs piedmonts (Piémont, Lombardie occidentale et centrale). Etude morphologique*, 208 ff., 5 carte, Imp. Louis-Jean, Gap, 1962, pp. 531.

⁴⁷ G. BASILICI, EDOARDO MARTINETTO, GIULIO PAVIA & D. VIOLANTI, *Paleoenvironmental evolution in the Pliocene marine-coastal succession of Val Chiusella (Ivrea, NW Italy)*. Boll. Soc. Paleont. It., 36 (1-2), 1998, pp. 23-52.

⁴⁸ SCHNEIDER, 1978, op. cit.

⁴⁹ E. BRUGIAPAGLIA, *Le lac de Villa : un site clé pour l'histoire de la végétation terdglaciale et holocène en Vallée d'Aoste (Italie)*, Revue Valdôtaine Hist. Nat., 55, 2001, pp. 55-72.

⁵⁰ CARRARO *et al.*, 1991, op. cit.

⁵¹ FRANCESCO CARRARO, *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), BEMA, Milano, 1992, pp. 186-209.

⁵² FRANCO GIANOTTI, *Ricostruzione dell'evoluzione quaternaria del margine esterno del settore laterale sinistro dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea*, Tesi di Laurea inedita, Università di Torino, 1993, pp. 120.

suddivide ulteriormente il Gruppo di San Michele-Borgo in quattro unità allostratigrafiche corrispondenti all'Unità di S. Michele-Borgo (già individuata da CARRARO *et al.*, 1991) e alle unità di Bornasco, di Zubiena e di Parogno.

Nel settore laterale destro un sondaggio geognostico per ricerca d'acqua, nella conca intermorenica del Lago di Alice Superiore, ha attraversato alla profondità di 52 m un livello di torbe di 1 m di spessore. Questo livello separa stratigraficamente depositi glaciali del Gruppo della Serra d'Ivrea da sovrastanti depositi glaciali del Gruppo di Bollengo-Albiano; la sua formazione è stata riferita ad un periodo temperato interstadiale *post*-Eemiano (cioè successivo al picco caldo dell'interglaciale MIS 5e) e *pre*-LGM (cioè precedente l'ultimo episodio glaciale o MIS2), dunque della prima metà del Pleistocene superiore, su base radiometrica (datato a più di 43.000 a ¹⁴C BP) e palinologica (contiene pollini di *Fagus*, albero assente nell'Eemiano): in conclusione gli autori attribuiscono entrambi i gruppi di morene al Pleistocene superiore⁵³.

FORNO & LUCCHESI (2000)⁵⁴ segnalano la presenza di depositi più antichi dell'anfiteatro al margine settentrionale del settore laterale sinistro: la prima (Unità di Chiave) è costituita da depositi di delta-conoide del bacino del F. Dora Baltea, riferibili al Pliocene superiore - Pleistocene inferiore; la seconda (Unità di Donato) è costituita da depositi fluviali dei corsi d'acqua locali, riferibili al Pleistocene inferiore.

Infine GIANOTTI (2007)⁵⁵ distingue nell'AMI dieci unità stratigrafiche ("alloformazioni"), collegate ognuna ad un differente episodio glaciale in quanto separate da intercalazioni di genesi interglaciale o interstadiale, corrispondenti a depositi palustri con contenuto organico e a paleosuoli, e in parte differenziate attraverso i suoli. Nell'ambito di questa successione, l'alloformazione più recente (Alloformazione di Ivrea), riferibile all'ultimo episodio glaciale (25-11,5 ka BP), comprende la Piccola Serra (stadio di acme glaciale) e la totalità dei depositi distribuiti sui Colli d'Ivrea (stadi cataglaciali).

6. Geomorfologia dell'AMI

Dal punto di vista geomorfologico l'AMI si può suddividere in 4 settori fondamentali: il complesso delle cerchie moreniche, la depressione interna, i rilievi rocciosi di esarazione, la piana fluvioglaciale esterna (Fig. 8).

Si deve premettere, per andare oltre una mera descrizione morfologica, che i depositi glaciogenici vanno considerati e classificati in relazione al processo che li ha generati (fusione, allongamento, colata, deformazione, ecc.), all'ambiente di sedimentazione (acquatico o subaereo) ed alla posizione rispetto al ghiacciaio (supraglaciale, subglaciale, endoglaciale, marginale, proglaciale) (Fig. 9). Gli studi effettuati hanno permesso di verificare che ognuno dei quattro settori dell'anfiteatro citati comprende una prevalenza di forme e di depositi geneticamente legati ad una particolare posizione rispetto al ghiacciaio.

⁵³ AROBBA *et al.*, 1997, op. cit.

⁵⁴ MARIA GABRIELLA FORNO & STEFANIA LUCCHESI, *Significato delle diverse facies glaciali nell'evoluzione geologica pleistocenica del settore settentrionale dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea (Piemonte)*, Il Quaternario, Italian J. Quat. Sci., 13 (1/2), 2000, pp. 47-55.

⁵⁵ GIANOTTI, 2007, op. cit.

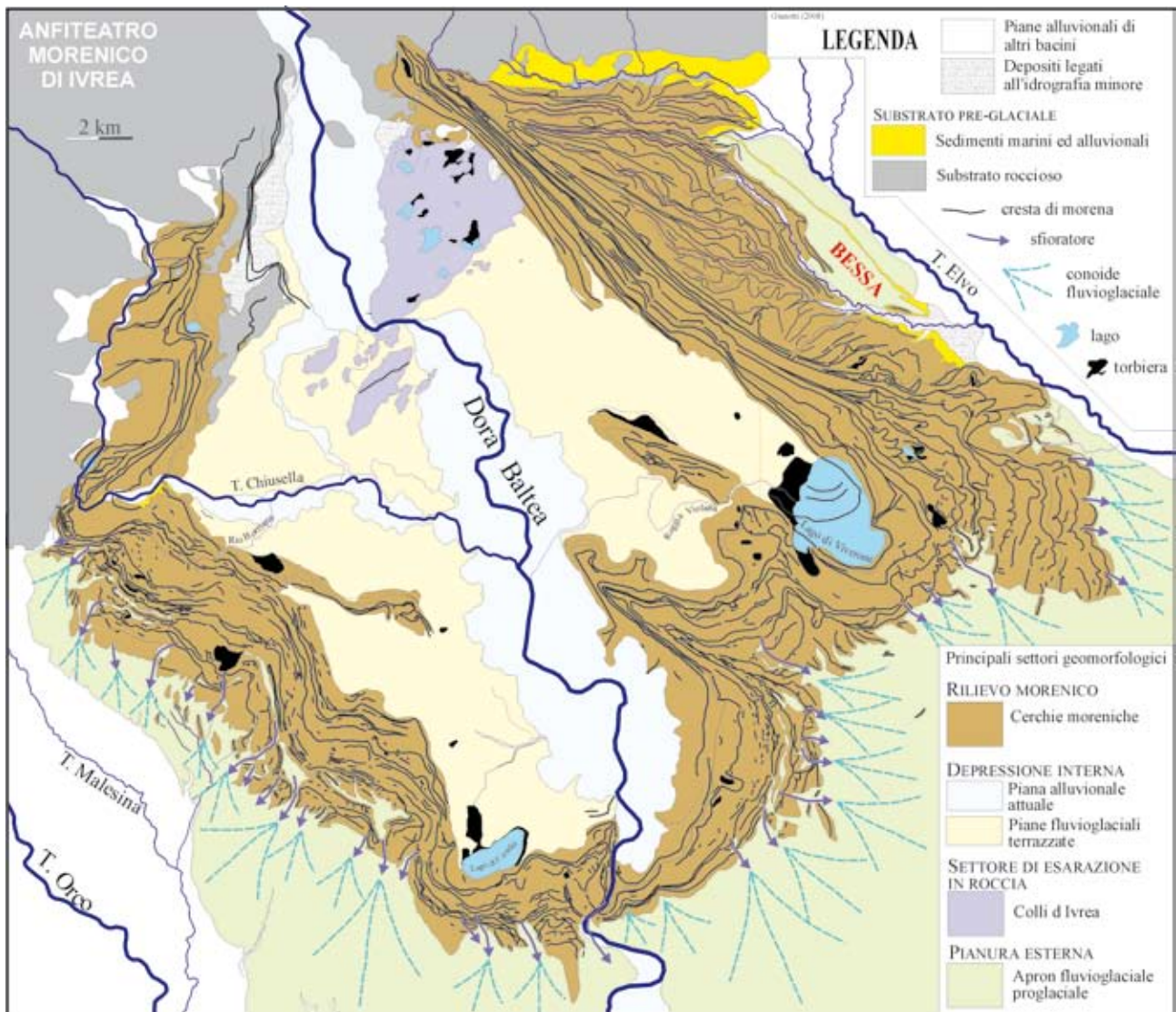


Fig. 8. Carta dei principali settori geomorfologici dell'Anfiteatro d'Ivrea.

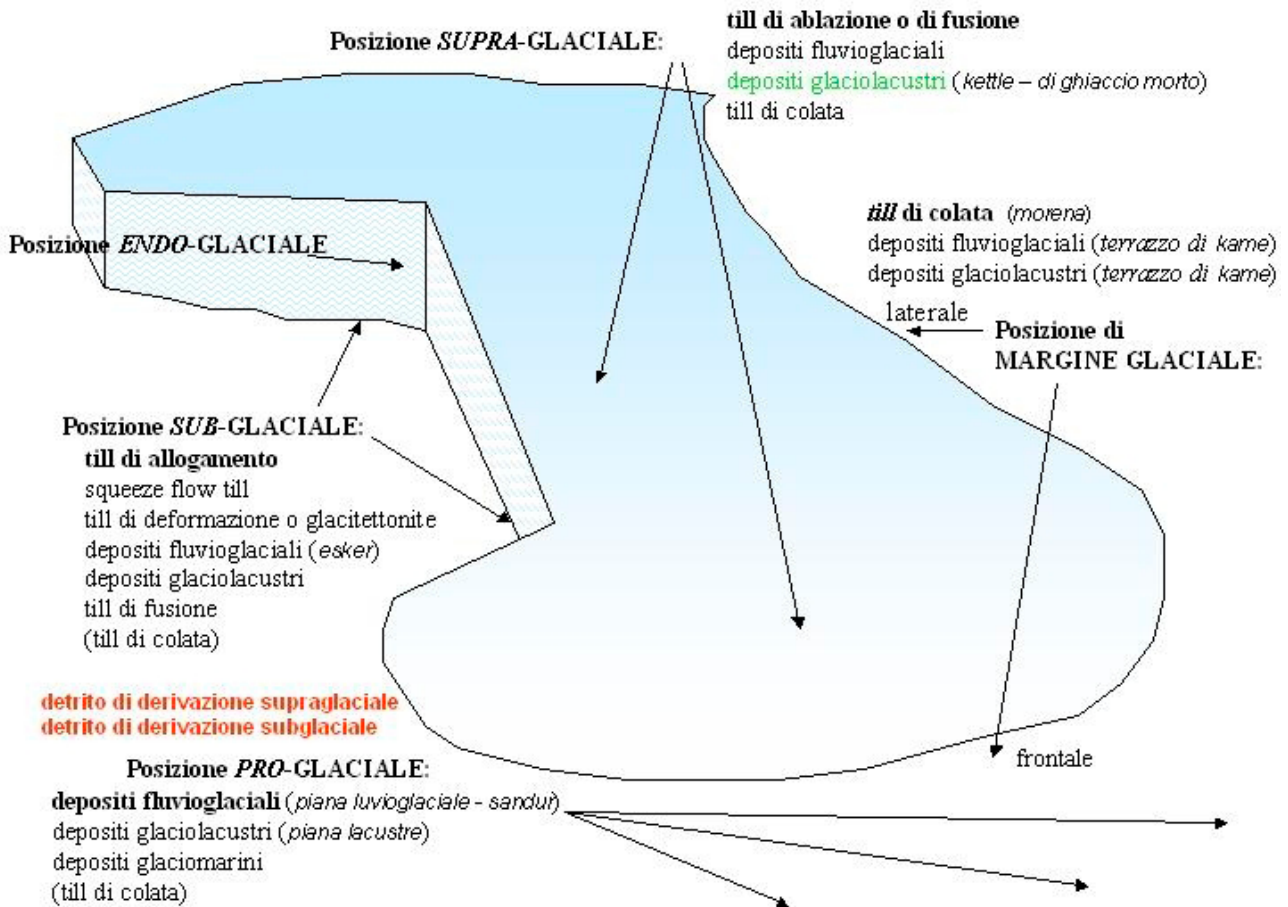
Il complesso delle cerchie moreniche è il «reame» delle forme di posizione marginale: gli elementi che lo costituiscono (essenzialmente morene e terrazzi di *kame*) si sono cioè formati in superficie al bordo del ghiacciaio. Le varie cerchie, ricalcando il perimetro del ghiacciaio balteo durante i suoi successivi stazionamenti, permettono di ricostruirne la geometria nei vari stadi della sua evoluzione.

I rilievi rocciosi di esarazione, in gran parte corrispondenti ai Colli d'Ivrea, sono al contrario il risultato di processi prettamente legati a posizione subglaciale: in particolare la loro morfologia si è formata per esarazione (= erosione glaciale) al di sotto di centinaia di metri di ghiaccio in scorrimento sul substrato roccioso.

La piana fluvioglaciale esterna è un tipico prodotto di posizione proglaciale, ovvero non legata direttamente al ghiacciaio, ma alle sue acque di fusione che serpeggiavano a valle della fronte glaciale.

Per ultima va lasciata la depressione interna, trattandosi del settore forse più complesso, in quanto, al di sotto di una monotonia morfologica soltanto superficiale, cela forme e depositi legati

a tutte le posizioni sopracitate, con l'aggiunta di quella supraglaciale⁵⁶; la piana interna è rimasta tutt'oggi la più instabile e variabile, essendo soggetta all'attività fluviale della Dora Baltea.



note: in grassetto è la facies più rappresentativa e frequente; tra parentesi quella meno diagnostica; in corsivo le corrispondenti forme.

Fig. 9. Schema della posizione rispetto al ghiacciaio delle facies dei depositi glacigenici (da Gianotti, 2007).

6.1. Le cerchie moreniche

L'AMI è caratterizzato dalla presenza di un imponente complesso di cerchie laterali e frontali, che circondano una vasta area interna pianeggiante, con dislivelli che per la maggior parte oltrepassano i 100 m nel settore frontale e frequentemente i 300-400 m in quelli laterali.

L'anfiteatro non deve quindi essere assimilato o ricondotto alla Serra d'Ivrea, poiché questa è soltanto uno dei gruppi di morene del suo settore laterale sinistro, anche se di gran lunga il più notevole. Attraverso la fotointerpretazione si possono infatti individuare una cinquantina di cerchie moreniche. Precedentemente, oltre a SACCO (1938)⁵⁷ che ne rappresentò le principali su una bella carta geomorfologica, solo ZIENERT (1970)⁵⁸ studiò l'AMI con questo approccio e, potendo far uso delle foto aeree, identificò 28 cerchie.

⁵⁶ La sedimentazione di depositi in posizione supraglaciale, e cioè a partire dalla superficie sommitale del ghiacciaio, è legata a condizioni di ghiaccio «morto», ovvero non più dotato di movimento, dove agisce solo una mera fusione del ghiaccio in posto.

⁵⁷ FEDERICO SACCO, *Il Glacialismo Piemontese*, L'Universo, 16, 1938, pp. 217-231 e 337-352, Firenze.

⁵⁸ ZIENERT, 1970, op. cit.

Lo studio geomorfologico ha permesso inanzitutto di riconoscere allineamenti di forme diagnostiche di margine glaciale, in base alle quali è possibile effettuare una ricostruzione delle posizioni del bordo del ghiacciaio in occasione dei suoi successivi stazionamenti. Tali forme, corrispondenti a morene e a terrazzi di *kame*, hanno distribuzione essenzialmente lineare (sono lunghe e strette), perché caratterizzate da uno sviluppo parallelo al margine glaciale e strettamente adiacente ad esso. Esse sono pertanto ottimi *marker* morfologici per la ricostruzione dei limiti esterni del ghiacciaio. Morfologicamente morene e *kames* si differenziano in quanto le morene hanno una cresta sommitale e due fianchi acclivi, mentre i terrazzi di *kame*, assai meno conosciuti delle morene ma altrettanto numerosi, sono costituiti da una superficie sommitale pianeggiante delimitata da una scarpata (Fig. 10).

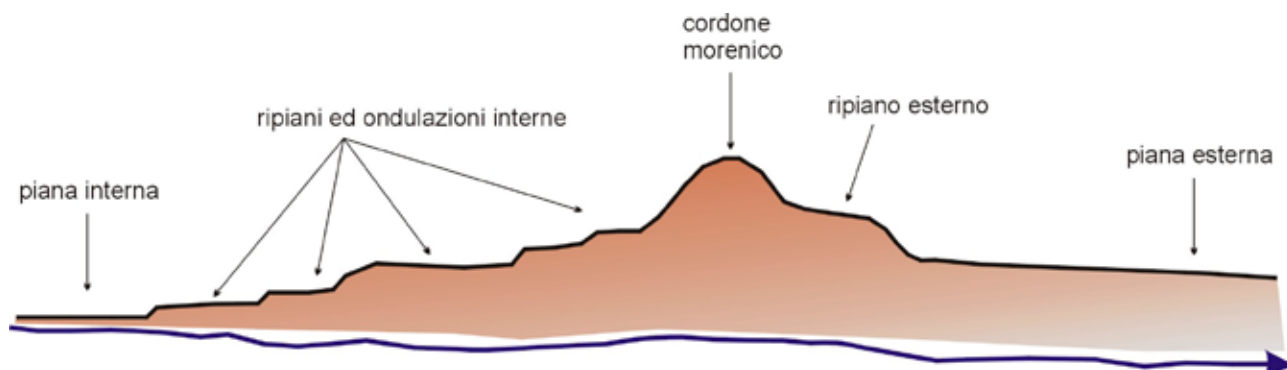


Fig. 10. Profilo topografico trasversale del settore frontale dell'Anfiteatro d'Ivrea a Villareggia, dove il rilievo è rappresentato da un'unica cerchia: è costituito da una successione di forme pianeggianti (superfici sommitali di terrazzi di *kame*; pianura interna ed esterna) e di forme convesse (morene).



Fig. 11. Sequenza delle morene del settore laterale sinistro dell'anfiteatro, viste dalle falde della Colma di Mombarone. La prima cresta, con gli edifici della frazione Lace in primo piano, è quella della morena di Donato, una delle più antiche. Oltre la Serra d'Ivrea si allunga, al centro della piana interna, la morena di Masino.

Le morene (Fig 11) si formano nel corso di stazionamenti del margine glaciale con tendenza ad una limitata espansione, che si risolve in un aumento di spessore del ghiacciaio e non in un avanzamento. Questa condizione si realizza quando l'espansione laterale è impedita e confinata da

un ostacolo, rappresentato solitamente da una morena precedentemente edificata o da un rilievo in roccia; in tal modo il bordo del ghiacciaio risale il fianco interno della morena, fino a sopravanzare la cresta, scaricandovi il detrito trasportato (till di colata) e producendone l'ulteriore crescita (Fig. 12, punto 1). Per questo motivo si suppone che tali condizioni si realizzino più frequentemente come atto finale di una riavanzata glaciale e non per semplice sosta del margine durante un ritiro glaciale. Un'avanzamento più deciso della massa glaciale produrrebbe invece la distruzione delle forme sovrascorse.

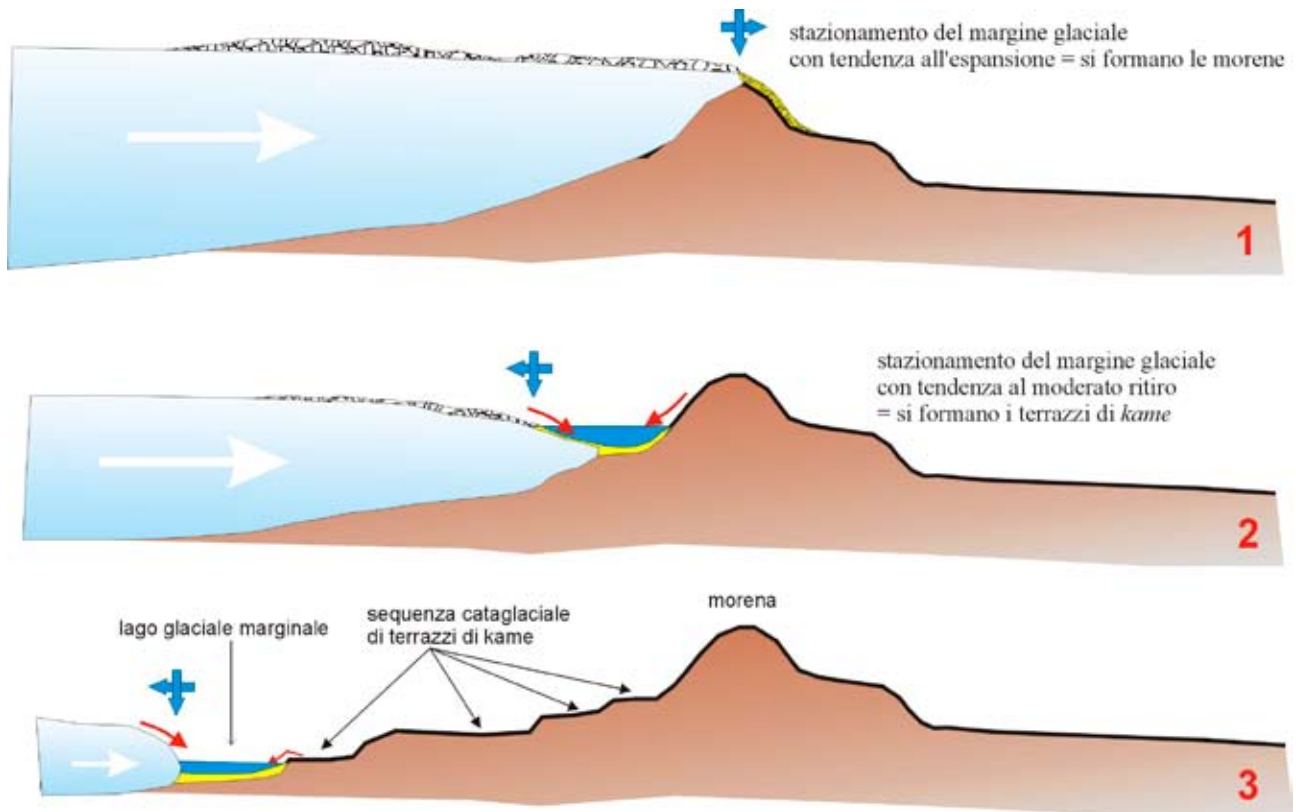


Fig. 12. Schema della formazione di una sequenza di morene e di terrazzi di kame.



Fig. 13. Il ripiano del *Ciocaron*, sospeso sul fianco interno della Serra d'Ivrea, è uno dei maggiori terrazzi di *kame* dell'anfiteatro. Qui s'innalza solitario un campanile, unico resto della chiesa di San Martino e dello stesso abitato di Paerno, estintosi nel XIII secolo, in seguito alla costituzione del borgo franco di Bollengo.

I terrazzi di kame (Fig. 13) si formano invece durante stazionamenti del margine glaciale con tendenza a un limitato o lento ritiro (Fig. 12, punto 2). Nella depressione che si crea tra fianco interno della morena ed il bordo del ghiacciaio si può formare un lago effimero (lago di margine glaciale), che viene velocemente colmato da apporti detritici provenienti sia dal ghiacciaio (prevale il till di colata acquatico) o da corsi d'acqua di fusione (si formano depositi di delta-conoide) che dal versante (depositi gravitativi di colata, colluvium deposto in acqua). Espressione morfologica di questi depositi, soprattutto se deposti in acqua, sono dei ripiani da orizzontali a debolmente inclinati, distribuiti a gradinata sul fianco interno delle morene (Fig. 12, punto 3). La scarpata che li sospende è, in questo caso, una forma positiva, ovvero di accumulo, e non di erosione come nei terrazzi fluviali.

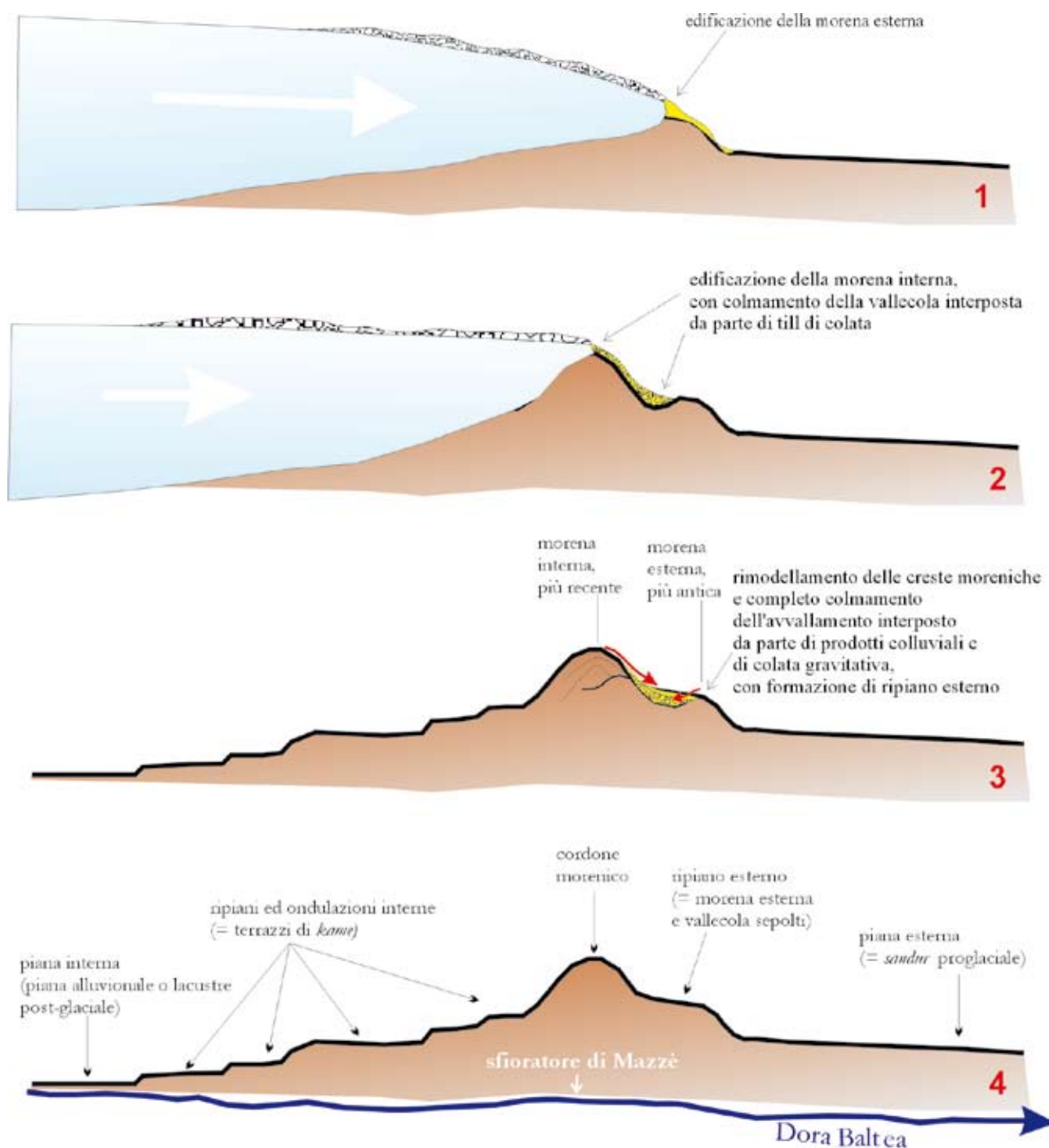


Fig. 14. Schema interpretativo della genesi dei ripiani presenti sui fianchi esterni (distali) delle morene.

Spesso sono individuabili ripiani distribuiti anche sul fianco esterno delle morene: questi sono però in numero decisamente minore e sovente sono mal espressi o discontinui, tanto da poter essere descritti come semplici rotture di pendenza (Fig. 14). Tali pianalti esterni risultano il più delle volte interpretabili come prodotto del colmamento totale o parziale di una vallecola tra due morene, di cui quella più esterna e antica è assai più bassa e poco rilevata: ne deriva il suo completo mascheramento. Il colmamento è causato dall'accumulo distale del till di colata che alimenta la morena interna e, successivamente, dei prodotti gravitativi e colluviali di varia età e provenienza. Tuttavia, procedendo lungo il ciglio di queste rotture di pendenza, accade di notare frequentemente come la cresta della morena esterna sepolta giunga localmente a riaffiorare.

Dunque un allineamento arcuato di morene e di terrazzi di *kame*, tracciato attraverso tutto l'anfiteatro, costituisce una cerchia morenica. Più cerchi moreniche concentriche formano un anfiteatro morenico.

Sin dai primi lavori il rilievo morenico dell'AMI è stato suddiviso in tre settori: un esteso settore frontale e due settori laterali, sinistro e destro idrografico rispetto alla Dora Baltea.

Tuttavia, entrando un po' più nel dettaglio, la situazione morfologica appare subito più complessa, perché il tratto terminale di un ghiacciaio si può ramificare in diversi rami, che chiameremo lobi glaciali, come peraltro già riconosciuto dai vecchi autori⁵⁹, oppure perché uno stesso ghiacciaio unitario può portare la propria fronte in settori molto differenti nel corso di glaciazioni diverse.

Infatti nell'Anfiteatro d'Ivrea, come del resto negli altri grandi anfiteatri sudalpini, l'edificio morenico è suddivisibile in distinti apparati morenici di lobo glaciale di varia dimensione, ognuno dei quali presenta due settori laterali e uno frontale. Un esempio attuale è fornito dal Ghiacciaio del Miage, che sceso a sbarrare la Val Veny si ramifica in tre colate distinte separate da morene (Fig. 15).

Come il Miage anche il ghiacciaio balteo durante l'episodio glaciale Serra si ripartì in tre rami o lobi principali, di cui sono testimonianza i raggruppamenti di cerchie di Viverone, di Settimo Rottaro e di Caluso. Il lobo di Caluso si è poi ulteriormente suddiviso nei due lobi di Candia e di Borgomasino, separati dal «promontorio» morenico di Vische. Pure estesi, ma meno pronunciati, erano i lobi di Torre Canavese e di Villate, propagantisi verso la pianura del T. Orco. La fronte glaciale si smembrava anche in lobi più piccoli, ma talvolta assai profondi, come quello che abbandonò l'apparato morenico di Salussola, particolarmente bene espresso.

Inoltre dal margine laterale del ghiacciaio, nei tratti in cui la morfologia locale non riusciva a contenerlo, si producevano delle estrusioni di ghiaccio, che si propagavano lontano dalla massa glaciale principale da poche centinaia di metri fino a qualche chilometro: ad esse sono legati gruppi di archi morenici sviluppatissimi in direzione trasversale all'andamento delle cerchie principali. L'esempio più spettacolare è la sequenza di notevoli apparati morenici arcuati del settore prossimale destro dell'AMI, legati a lobi glaciali che andarono ripetutamente a sbarrare in più punti il fondovalle del T. Chiusella, scavalcando la dorsale spartiacque tra i bacini della Dora Baltea e del Chiusella a valle di Brosso: da Nord a Sud sono i lobi di Villa Riccardi, di Alice Superiore (Fig. 16) e di Vidracco. Chiude la sequenza, a sigillare lo sbocco della Valchiusella, il lobo di Strambinello.

Interessante notare come la genesi dei vari lobi sia spesso legata fortemente alla conformazione del substrato roccioso, a sua volta controllata dalla struttura tettonica: due begli esempi sono proprio i lobi glaciali di Alice Superiore e di Strambinello, espressione terminale di due rami

⁵⁹ BARETTI, 1893, op. cit.

glaciali convogliati rispettivamente dall'avvallamento di Lessolo e dalla conca sepolta di Montalto Dora, entrambe forme di erosione glaciale facilitata dalla presenza delle faglie alpine.



Fig. 15. La fronte trilobata del Ghiacciaio del Miage in Val Veny esemplifica, in piccolo, la conformazione del ghiacciaio balteo durante la glaciazione «Serra» (vista dal Rifugio Bertone, sopra Courmayeur).

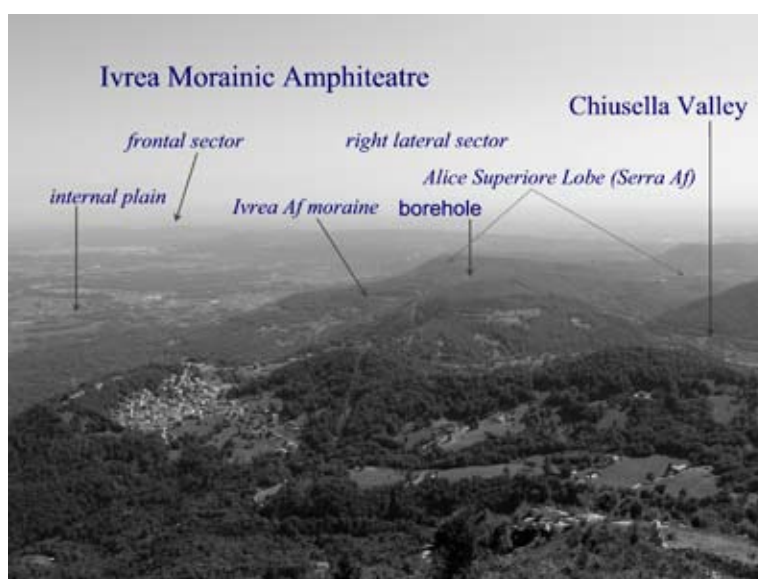


Fig. 16. Panorama sulla parte prossimale del settore destro dell'AMI. La morena di Brosso è omologa della Serra d'Ivrea sul versante opposto. Sul lato destro il margine glaciale era assai più irregolare, perchè si sfrangiava in una serie di lobi che scendevano a sbarrare il fondo della Valchiusella (veduta dalla Cima Cavallaria).

Il settore frontale di ogni lobo è caratterizzato ed individuato da forme di margine glaciale (in primo luogo morene frontali) sviluppantesi circa perpendicolarmente a quella che era la direzione di movimento del ghiacciaio. Invece i due settori laterali sono caratterizzati da morene laterali, cioè da morene allungantesi parallelamente alla direzione (media o prevalente) di movimento del ghiacciaio.

Sono da citare i due curiosi raggruppamenti di morene che separano le depressioni interne dei lobi principali (la «morena» di Albiano-Azeglio tra Lobo di Viverone e Lobo di Settimo Rottaro; la «morena» di Masino tra il lobo di Settimo Rottaro ed il lobo di Caluso-Borgomasino, Fig 17), che da subito destarono l'attenzione dei primi Autori. Per MARTINS & GASTALDI (1850) tali morene «centrali» derivano dalle morene mediane trasportate sul dorso del ghiacciaio balteo; BARETTI (1893)⁶⁰ le definisce «morene incidenti» e ne dà un'interpretazione totalmente diversa: «esse partono da valle e non da monte e sono dovute allo accumularsi dei materiali morenici nei solchi tra lacinia e lacinia terminale; e sono nel nostro caso le morene coll'apice a Tina e ad Albiano». Dando ragione a Baretti, possiamo spiegarle come sequenze di morene laterali di due lobi glaciali adiacenti e sub-paralleli, che si sono formati ed evoluti nel corso degli ultimi tre episodi glaciali: ogni complesso morenico originariamente separava due lobi glaciali e risulta dall'accostamento del sistema laterale destro del primo lobo e del sistema laterale sinistro del secondo lobo.



Fig. 17. Veduta dalla morena frontale di Moncrivello sulla conca interna del lobo di Borgomasino, delimitato ad Est dalla morena laterale di Masino. Sullo sfondo a sinistra è lo sbocco della Valle della Dora Baltea, parzialmente coperto dal rialzo dei Colli d'Ivrea.

La morena più rappresentativa dell'AMI è la «Serra d'Ivrea». La sua fama ha scavalcato i confini regionali: essa fu già definita «la maggiore morena delle Alpi»⁶¹. L'età della Serra costituisce ancora un problema: considerata del *Würm* nel Foglio Ivrea⁶² e da GABERT (1962), del *Riss* da CARRARO & PETRUCCI (1969) e da CARRARO et al. (1975); più recentemente del Pleistocene medio (CARRARO, 1992; GIANOTTI et al., 2006⁶³) o del basso Pleistocene superiore (AROBBA et al., 1997).

Molti tra gli autori che ebbero ad occuparsi del glacialismo della regione ne decantarono l'immane sviluppo, colpiti soprattutto dalla sua eccezionale regolarità (GASTALDI, 1853; BARETTI, 1877; STOPPANI, 1880; MARCO, 1892; SACCO, 1917, 1927; ZIENERT, 1970; CARRARO, 1967⁶⁴; GIA-

⁶⁰ MARTINO BARETTI, *Geologia della Provincia di Torino*, 2 voll., Casanova, Torino, 1893, pp. 732.

⁶¹ PENCK & BRÜCKNER, 1909, op. cit.

⁶² FRANCHI et al., 1912, op. cit.

⁶³ FRANCO GIANOTTI, MARIA GABRIELLA FORNO & SUSAN IVY-OCHS, *New chronological and stratigraphical data on the Morainic Amphitheatre of Ivrea (Piedmont, Italy)*, Abstracts Conv. INQUA-SEQS 2006, Milano.

⁶⁴ FRANCESCO CARRARO, Quaternario. In: BORTOLAMI et al., *Note illustrative del Foglio 43 «Biella» della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*, II ed., Ser. Geol. It., Roma, 1967, pp. 45-52.

NOTTI, 1996⁶⁵; FORNO & GIANOTTI, 2005⁶⁶). La Serra è costituita in realtà da sette principali cordoni morenici subparalleli, costituenti un complesso di notevole lunghezza (circa 21 km da Andrate a Dorzano) ed elevazione (fino a 690 m di dislivello sopra il fondovalle alluvionale della Dora, presso Andrate, dove la Serra prende inizio alla quota di 939 m s.l.m.). 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 ed inclinazione media della cresta del 2,75% pressoché graduale. Se a questi caratteri si aggiunge la notevole acclività del fianco interno, ecco che la Serra d'Ivrea, vista dalla conca interna dell'anfiteatro, appare come immane muraglia eretta a confine tra Canavese e Biellese (Fig. 18). È proprio dalla sua funzione protettiva, che deriverebbe il nome di Serra⁶⁷.



Fig. 18. La Serra d'Ivrea vista dalla piana interna presso Pobbia (Azeglio). In primo piano è un paleovalveo.

Tra il cimitero di Andrate e l'abitato di Bollengo decorre invece, a quote all'inizio non così differenti dalla Serra (850 m contro 939 m) ma in veloce abbassamento verso la piana interna (Fig. 19), una morena laterale altrettanto ben espressa, ma singola ed assai meno imponente: è la

⁶⁵ FRANCO GIANOTTI, *Bessa, paesaggio ed evoluzione geologica delle grandi aurifodine biellesi*, Quaderni di Natura Biellese, Eventi e Progetti Ed., Biella, 1996, pp. 83.

⁶⁶ MARIA GABRIELLA FORNO & FRANCO GIANOTTI, *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, Edytem, 2005, pp. 137-143.

⁶⁷ MARTINO BARETTI, *I ghiacciai antichi e moderni*, Tesi di laurea in Scienze Naturali, Univ. di Bologna, Candeletti, Torino, 1866.

cosiddetta «Piccola Serra»⁶⁸ (Fig. 20), correlabile con la morena frontale di Strambino e con quella laterale destra di Parella (Fig. 21): insieme formano una cerchia terminale che marca la massima espansione del ghiacciaio balteo nell'ultima glaciazione (LGM).



Fig. 19. Veduta del classico panorama dalla terrazza di Andrate, con le morene della Serra e della Piccola Serra che degradano verso la parte distale dell'anfiteatro. La Piccola Serra si abbassa velocemente nella conca interna, dove si interrompe in corrispondenza all'abitato di Bollengo.



Fig. 20. La morena laterale della Piccola Serra (massima espansione dell'ultima glaciazione) alla sua terminazione distale a Bollengo.

⁶⁸ «Petit Serra» in MARTINS & GASTALDI, 1850, op. cit.



Fig. 21. La morena di Parella con il corteo di terrazzi di *kames*, tipicamente coltivati a vigneto o a prato, che ne ammantano a gradinata il fianco interno sin dalla cresta. Sullo sfondo si innalzano i Colli d’Ivrea, la Serra e la Colma di Mombarone.



Fig. 22. La morena laterale destra del ghiacciaio balteo, sospesa a 1250 m di quota presso l’Alpe Chanton sul versante vallivo destro, sopra Pont Saint Martin, è la maggiore morena del bacino montano riferibile ad una glaciazione antica.

Più a monte, nella Valle della Dora Baltea, le evidenze delle posizioni raggiunte dal ghiacciaio sui due versanti vallivi sono fornite da sottili lembi di depositi poggianti su roccia e del tutto discontinui, che solo raramente assumono la forma di morene, a differenza di quanto avviene in anfiteatro. Tra le forme meglio espresse si possono citare la notevole morena di Chanton sospesa sul versante destro sopra Pont Saint Martin intorno ai 1250 m (Fig. 22), correlabile altimetricamente con una delle cerchie della Serra d’Ivrea, e quella minore di Gorgiasso alla quota di 1000 m sul versante sinistro sopra Carema, correlabile con la Piccola Serra.

La depressione allungata che corre tra due morene parallele può essere definita valle morenica (o anche scaricatore, nel caso in cui sia stata percorsa dalle acque di fusione del ghiacciaio). Uno stupendo esempio di scaricatore è quello allungantesi a monte di Zimone, alquanto suggestivo per il contrasto tra il lunghissimo fondo pianeggiante arato e i due alti cordoni boscati della Serra che lo stringono (Fig. 23); ma ce ne sono molti altri, come quelli particolarmente ampi ed estesi tra le morene frontali sudoccidentali e sboccanti sulla piana esterna attraverso varchi tra le cerchie.



Fig. 23. La valle morenica di Zimone corrisponde alla grondaia («scaricatore») delle acque di fusione del ghiacciaio balteo sul suo fianco sinistro, mentre edificava uno dei cordoni della Serra.



Fig. 24. Veduta del paleoalveo modellato dal torrente fluvio-glaciale che sboccava dal ghiacciaio balteo attraverso lo sfioratore di Valle Motta. Questo varco aperto nella cerchia di Mazzè-Caluso, rimasto sospeso di circa 50 m sopra la piana interna, mette in comunicazione il settore del Lago di Candia con la pianura fluvio-glaciale esterna.

Questi varchi sono detti sfioratori e corrispondono ai valichi, notevolmente ribassati rispetto alle creste, dove ora passano le vie di comunicazione. Per sfioratore si intende, più precisamente, il punto in cui il corso d'acqua fluvio-glaciale oltrepassa una morena, incidendola e aprendosi un varco attraverso la cerchia; si tratta di un elemento che spesso nasce già a contatto il ghiacciaio, dove i corsi d'acqua di fusione si staccano dalla fronte glaciale. La forma di erosione che ne deriva, successivamente abbandonata dal corso d'acqua, corrisponderà ad una sella, sospesa sulla depres-

sione interna e raccordata alla piana esterna tramite un conoide fluvioglaciale⁶⁹, oppure ad un più profondo passaggio, gola o forra. 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 Cavaglia (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 Pramonicò (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.

La forra di Mazzè corrisponde all'unico sfioratore attualmente in attività, in quanto è attraverso questo passaggio che la Dora Baltea esce dall'anfiteatro (Fig. 25). Per gli altri sfioratori passano invece strade principali e secondarie. Gli sfioratori minori, più acclivi, sono attraversati da carrareccie, mulattiere o sentieri. Solo le grandi opere più «rigide», quali l'autostrada TO-AO, la bretella di Santhià e la linea ferroviaria, superano il rilievo in galleria o in trincea.



Fig. 25. Attraverso lo sfioratore di Mazzè la Dora Baltea esce dall'anfiteatro. Il livello elevato delle acque, qui quasi ferme, è dovuto alla presenza di una diga, dal cui bacino viene pompata l'acqua che alimenta il canale di Villareggia.

⁶⁹ Può anche essere una sella sospesa su entrambi i settori delimitati dalla cerchia, nel caso in cui sia nata come forma di contatto glaciale con sbocco delle acque di fusione per un limitatissimo periodo di tempo.

6.2 - La depressione interna

Il fatto di avere un'estesissima pianura interna è un'ulteriore caratteristica dell'AMI, giacché gli altri anfiteatri hanno la conca interna occupata da un grande lago, oppure da gruppi di basse morene. Da qui la convinzione (AZARIO, 1345⁷⁰; SACCO, 1938⁷¹) che anche la conca interna dell'AMI fosse stata originariamente occupata da un grande lago *post*-glaciale. Comunque sia, la depressione è ora completamente colmata da sedimenti, tranne nella parte più distale dei lobi di Viverone e di Candia, dove sopravvivono due ampie conche lacustri (Fig. 26).



Fig. 26. Il lago di Viverone (q. 230 m s.l.m.) occupa una conca profonda una cinquantina di m alla terminazione della depressione interna del lobo glaciale omonimo. Sullo sfondo è la parte medio-distale della Serra d'Ivrea e le montagne delle Alpi Biellesi racchiudenti le valli Viona, Elvo, Oropa e Cervo.

La piana interna è definibile come depressione, perchè 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 Cavaglià; 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). Se poi si considera l'alveo della Dora (240÷213 m), che determina le quote minime della depressione interna, i dislivelli aumentano ulteriormente. L'unico settore di pianura interna che si raccorda a quella esterna, sia altimetricamente che fisicamente, attraverso la forra di Mazzè (q. 213 m), è la stretta fascia alluvionale attuale della Dora, che infatti è incastrata sul fondo di un'incisione fluviale profonda una sessantina di metri entro le sequenze fluvio-glaciali che culminano nella piana di Tonengo e di Villareggia. Lo sfioratore di Mazzè rappresenta quindi lo «scarico» della depressione interna: in sua assenza l'AMI delimiterebbe una depressione chiusa colmata da un grande lago.

La piana interna dell'AMI, apparentemente semplice, nasconde in realtà un'architettura sotterranea complessa, data da cerchie e da depressioni non visibili, perchè sepolte da sedimenti di varia

⁷⁰ PIETRO AZARIO (1339-1362), *De Bello Canapiciano*, In: *La guerra nel Canavese*, Lions Club, Ivrea, 1970.

⁷¹ FEDERICO SACCO, *Il Glacialismo Piemontese*, L'Universo, 16, Firenze, 1938, pp. 217-231 e 337-352.

natura: questi sono alla base depositi fluvio-glaciali o glaciolacustri, sormontati da depositi lacustri ed infine, alla sommità della sequenza, palustri oppure alluvionali. Alcune cerchie sembrano localmente quasi emergere dalla pianura e guidare l'andamento dei corsi d'acqua e la distribuzione dei laghi e delle torbiere.

La depressione interna dell'AMI è nettamente separata in due conche distinte dal rialzo roccioso dei Colli d'Ivrea, come appare gettando lo sguardo dalla terrazza della chiesa parrocchiale di Andrate, sulla cresta della Piccola Serra. La piana minore si sviluppa a monte dei Colli d'Ivrea in continuità con il fondovalle della bassa Valle d'Aosta (Fig. 27). Qui un carotaggio per ricerca d'acqua, condotto al centro della piana alluvionale presso Montalto Dora (q. 246 m) fino alla profondità di 270 m, ha attraversato dapprima 15 m di ghiaie, poi altri 13 m di sabbie ed infine una potente e monotona sequenza di limi e di sabbie finissime per i restanti 242 m, senza raggiungere il substrato roccioso. La ricerca d'acqua non ha avuto successo, per l'assenza di una falda d'acqua a profondità maggiore di quella ospitata nel primo livello di ghiaie, che però è ormai inquinata, come gran parte delle falde libere superficiali. Il sondaggio nondimeno ha rivelato la presenza di una conca di sovraescavazione glaciale che scende al di sotto del livello del mare. Abbandonata dal ghiacciaio balteo in ritiro, la conca dovette ospitare un lago profondo oltre 250 m e con livello massimo a quota circa 230 m; con ogni probabilità il lago era circoscritto al fondovalle montano, perchè chiuso verso valle dai Colli d'Ivrea e dal lembo fluvio-glaciale di Fiorano-Samone. Il corso d'acqua emissario doveva verosimilmente superare la soglia dei Colli attraverso la forra rocciosa del Ponte Vecchio ad Ivrea, originatasi come incisione subglaciale e poi evoluta come sfioratore. Il bacino lacustre fu poi completamente colmato da sedimenti fini lacustri ed infine da sabbie delizie e da ghiaie sabbiose fluviali, apportati dalla Dora Baltea e dai torrenti laterali.



Fig. 27. Vista panoramica sull'Anfiteatro d'Ivrea dalla Cima Cavallaria. Le due importanti faglie della Linea del Canavese Esterna e della Linea del Canavese Interna mettono a contatto porzioni di substrato roccioso provenienti da differenti profondità della crosta terrestre. I sedimenti alluvionali della Dora Baltea, formanti la pianura compresa tra il Monte Buono ed i Colli d'Ivrea, mascherano una conca di sovraescavazione che sprofonda fin sotto il livello del mare, colmata da oltre 250 m di depositi lacustri.

A valle dei Colli d'Ivrea la grande piana che si apre in mezzo all'anfiteatro è, a sua volta, suddivisa in due settori dalla cerchia morenica di Andrate-Bollengo-Albiano-Strambino-Parella. In superficie la suddivisione risulta solo parziale, in quanto nella parte frontale la cerchia emerge solo localmente a Strambino, Caravino ed Albiano, mentre per il resto giace sepolta sotto la piana della Dora. A parziale conferma di ciò uno studio idrogeologico⁷² ha rilevato l'esistenza di uno spartiacque sotterraneo sotto la piana di Pobbia, tra Bollengo ed Azeglio, che ripartisce le acque sotterranee in due falde separate: ne consegue che le piogge che cadono sulla piana a SE dello spartiacque vanno ad alimentare il Lago di Viverone, mentre quelle che cadono a NW, ovvero a monte dello spartiacque, vanno ad alimentare la Dora Baltea. Tale spartiacque sotterraneo non è nient'altro che la continuazione sepolta della morena della Piccola Serra.

La piana interna si distribuisce non solo in settori ben circoscritti, ma anche a due differenti livelli altimetrici principali. Quello più basso (e recente) è un largo corridoio alluvionabile, percorso dalla Dora Baltea e poco più alto del suo alveo di magra (1÷4 m soltanto), distribuentesi tra i 250 m a monte di Ivrea e i 215 m a monte dello sfioratore di Mazzè. Quello più elevato morfologicamente corrisponde invece alle piane terrazzate distribuite in destra e sinistra rispetto alla fascia alluvionale recente, a quote comprese tra i 250 ed i 230 m: queste pianure sono formate da depositi fluvioglaciali riferibili sia alle fasi di massima espansione glaciale, che agli stadi di ritiro cataglaciali (Fig. 28). In particolare la parte di alta pianura estesa a valle della morena di Strambino è probabilmente legata all'attività dei corsi d'acqua proglaciali nel corso degli ultimi due episodi glaciali. Ma per quanto riguarda l'età della maggior parte dei rimanenti settori pianeggianti sussistono maggiori dubbi e pertanto necessiterebbero studi mirati. Ad esempio sull'alta pianura in destra idrografica, compresa tra Fiorano, Pavone ed il T. Chiusella, è presente un paleoalveo della Dora, attualmente utilizzato dal Rio Cives, che è stato percorso dalle acque della Dora nel corso degli eventi alluvionali storici principali; inoltre una consistente parte sommitale di questa sequenza terrazzata dovrebbe essere di età olocenica o almeno tardoglaciale, in quanto conserva tronchi d'albero di notevole diametro, come quello rinvenuto da M. Enrietti alla profondità di alcuni metri negli scavi per le fondazioni di capannoni 1,5 km a ESE di Lorzè.



Fig. 28. Aspetto della piana alluvionale della depressione interna, tra Bollengo e Pobbia. Sono visibili le tracce dei meandri della paleo-Dora.

⁷² ADORNO, tesi di laurea inedita, Università di Torino.

6.3. I rilievi rocciosi di esarazione

I rilievi modellati dall'erosione subglaciale corrispondono ai Colli d'Ivrea, al Monte Buono di Borgofranco e ad analoghe emergenze rocciose tra Lessolo, Fiorano e Colletterto Giacosa.



Fig. 29. Veduta dei Colli d'Ivrea, con i rilievi rocciosi e le depressioni, ospitanti laghi (Pistono a destra, Sirio al centro e Lago di Campagna a sinistra) e torbiere. La barriera dei Colli divide la depressione interna in due conche distinte. Sullo sfondo sono le cerchie del settore laterale destro dell'anfiteatro.



Fig. 30. Il Lago Sirio è il maggiore dei bacini lacustri dei Colli d'Ivrea. Sullo sfondo spicca la morena laterale di Masino.

In particolare i Colli di Ivrea sono un gruppo di collinette rocciose «montonate», che si elevano dalla piana interna dell'AMI su un'area di 21 km² subito a valle dello sbocco vallivo (Fig. 29). Con la massima elevazione raggiunta nel settore settentrionale dalla P.ta Montesino (519 m), si innalzano fino a 250 m di dislivello sopra la piana alluvionale della Dora Baltea. Si articolano in numerosi rilievi separati da depressioni, entrambi di dimensioni da decametriche ad ettometriche e con dislivelli dell'ordine delle decine di metri. Alcune depressioni sono occupate tutt'ora da bacini lacustri, noti come i cinque laghi di Ivrea: Sirio (Fig. 30), Pistono, Nero, San Michele e di Campagna. Molte altre ospitano invece stagni e torbiere, poiché, in seguito al ritiro glaciale, sono state completamente o parzialmente riempite di sedimenti apportati da ruscelli oppure franati dalle sponde ed infine colmati dalla vegetazione palustre (Fig. 31). Più rare sono le torbiere galleggianti note come «terre ballerine», come quelle al margine orientale del Lago Pistono e nella depressione dell'ex-Lago Coniglio⁷³.

⁷³ RIGHERO U., *Origini ed evoluzione dei laghi e delle torbiere dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea*, Sopra e SottoTerra, Riv. Canavesana di Archeologia e Scienze del Territorio, 2: 31-42, 2001. FORNO *et al.*, 2005a, 2005b, op. cit.

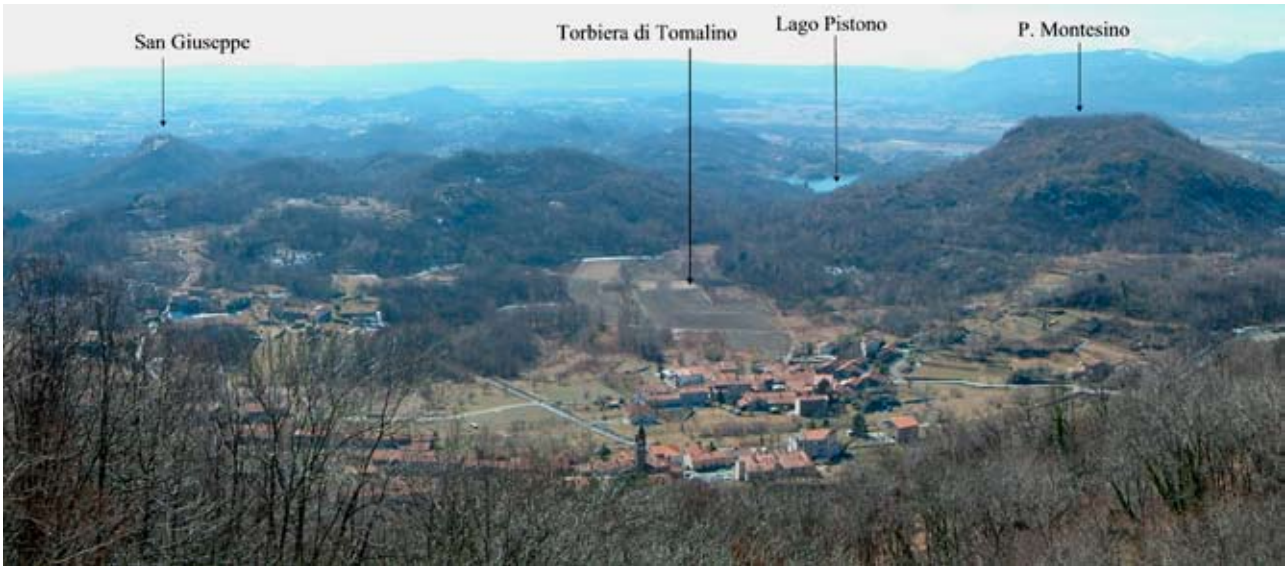


Fig. 31. Il settore settentrionale dei Colli d'Ivrea, con il villaggio di Bienca in primo piano. La torbiera di Tomalino è una conca di esarazione, poi colmata da sedimenti glaciali e lacustri e da torbe spesse oltre 3 m. Sulla destra si eleva la P. Montesino (q. 519 m), il maggiore rilievo dei Colli, la cui sommità rettilinea e regolare è formata da una morena laterale del Ghiacciaio Balteo.



Fig. 32. Superficie di esarazione in roccia (granuliti basiche della Zona Ivrea-Verbanò), perfettamente levigata e striata, presso la chiesa parrocchiale di Chiaverano.

I Colli d'Ivrea rappresentano in Italia uno dei luoghi dove sono meglio osservabili le forme di modellamento subglaciale a varia scala, grazie ad affioramenti di substrato roccioso, estesi in orizzontale, eccezionalmente ampi e continui: sono *roches moutonnées* (rocce montonate, a dorso di cetaceo), spesso perfettamente levigate (Fig.32), percorse da solchi (*grooves*) e incise da strie glaciali (Fig. 33).



Fig. 33. Strie glaciali su roccia montonata, formatesi nell'ultima glaciazione poco prima che il ghiacciaio balteo abbandonasse definitivamente i Colli d'Ivrea. Sono state scolpite da clasti di dura roccia, agenti come scalpelli, saldati alla base del ghiacciaio in movimento sul substrato roccioso costituito da granuliti basiche. La direzione delle strie riflette quella di movimento del ghiacciaio.

Non manca peraltro una localizzata copertura di depositi glaciali (Fig. 34), precedentemente ignorata, che presso Bienca disegna piccoli archi morenici del tutto discontinui, abbandonati da un lobo glaciale⁷⁴; da segnalare anche la notevole morena laterale che costituisce la cresta sommitale della P. Montesino (Fig. 31) e la morena frontale a Sud di Palazzo Uffici tra Ivrea e Pavone.

A scala minore i Colli di Ivrea formano una barriera rocciosa allungata complessivamente in direzione NE-SW, che sbarra il fondovalle e separa la depressione interna dell'anfiteatro in due conche distinte. Questo complesso roccioso più resistente all'erosione, e dunque in rilievo, è delimitato a monte dall'importante faglia detta Linea del Canavese Esterna, che mette a contatto le rocce austroalpine a NW con quelle sudalpine a SE (vedi 7.1). Il rialzo dei Colli d'Ivrea corrisponde dunque all'emergenza del basamento sudalpino: i vari rilievi sono modellati prevalentemente entro granuliti basiche della Zona Ivrea-Verbano, di composizione dioritica, e subordinatamente nel complesso magmatico-se-

⁷⁴ FORNO, GIANOTTI & GROSSO, 2005a, 2005b, op. cit.

dimentario della Zona del Canavese: per questo motivo in letteratura sono meglio noti come «Colli dioritici di Ivrea»⁷⁵. Per quanto riguarda il singolare rilievo roccioso del Monte Buono, che si innalza isolato in mezzo alla piana della Dora ad Ovest di Borgofranco (Fig. 35), questo è apparentemente del tutto simile ai tanti *verrous* montonati emergenti più a valle, come quelli di Samone; tuttavia, trovandosi a monte della faglia, è l'unico costituito da micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo (Sistema Austroalpino), mentre i secondi, appartenenti ai Colli d'Ivrea, sono costituiti da granuliti della Zona Ivrea-Verbano (Sistema Sudalpino).



Fig. 34. Aspetto dei depositi glaciali (till di colata gravitativa; gravity-flow till), debolmente deformati dalle spinte del ghiacciaio, esposto in uno dei rari affioramenti che si possono rinvenire sui Colli d'Ivrea.



Fig. 35. Panorama sullo sbocco della Valle della Dora Baltea: al centro del fondovalle alluvionale emerge il *verrou* roccioso del Monte Buono, costituito da micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo. Alle falde della Cima Cavallaria prende origine il settore laterale destro dell'AMI, con la morena laterale di Brosso, correlabile con la Serra d'Ivrea sul versante opposto.

⁷⁵ VITTORIO NOVARESE, *La formazione diorito-kinzigitica in Italia*, Boll. R. Uff. Geol. It., 56, 1931, pp. 1-62, Roma.

Rilievi e depressioni non si distribuiscono in maniera casuale, ma il loro modellamento è stato condizionato dall'affiorare di rocce con diversa erodibilità e soprattutto dalla presenza di discontinuità tettoniche: i rilievi si sviluppano prevalentemente nei settori costituiti da rocce resistenti (graniti e dioriti della Zona del Canavese; granuliti della Zona Ivrea-Verbanò) con modesta fratturazione; le depressioni lacustri sono impostate in coincidenza delle litologie a tessitura scistosa o milonitica, più erodibili, come nel caso degli scisti entro cui è modellato il bacino del Lago Nero, e lungo fasce tettonizzate, caratterizzate da elevata fratturazione. L'esempio più significativo in questo caso è dato dall'allineamento delle depressioni della Torbiera di Tomalino e del Lago Pistono, impostate in corrispondenza della faglia detta Linea del Canavese Interna, che mette a contatto le rocce di crosta superficiale della Zona del Canavese con quelle di crosta profonda della Zona Ivrea-Verbanò.

Il rialzo roccioso dei Colli d'Ivrea rappresentò un discreto ostacolo all'avanzamento del ghiacciaio balteo, che nelle fasi di maggior regresso si ritirava dai Colli per venire convogliato verso SE nel solco che inizia con la conca di sovraescavazione di Montalto Dora. Ma anche nelle fasi di maggiore espansione glaciale, tale ostacolo era causa di formazione di un ramo glaciale quasi indipendente, che terminava nel lobo di Strambinello.

6.4 Piana fluvio-glaciale esterna.

Esternamente all'AMI, a partire dal piede delle cerchie più distali del settore frontale, si estende una vasta pianura che degrada verso il Po (Fig. 36). 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-Santhea-Crescentino-Castell'Apertole, in sinistra, Fig. 37), 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.



Fig. 36. Lo sguardo dalla morena frontale di Miralta (Villareggia-Moncrivello) spazia sulla pianura fluvio-glaciale esterna di Cigliano fino al Po e ai rilievi collinari del Monferrato.

Questa piana, indicata sulla Carta Geologica d'Italia come «Fluvio-glaciale *Riss*», sottende una successione di depositi marini, lacustri, alluvionali ed eolici (vedi anche 7.1). Alla base sono sabbie marine del Pliocene inferiore-medio, passanti verso l'alto a depositi fini o ghiaiosi di transizione tra mare basso e piana emersa: queste formazioni più antiche e profonde non affiorano, ma sono state attraversate da sondaggi per pozzi per acqua. La parte intermedia è data da sabbie e ghiaie medio-fini di genesi alluvionale, formanti un vasto paleo-conoide *pre*-glaciale della Dora Baltea, che costituiva un'estesa pianura pedemontana prima della formazione dell'anfiteatro: al presente queste ghiaie affiorano alla base delle alte scarpate che sospendono i due pianalti sulle pianure alluvionali dei torrenti Elvo ed Orco; si possono ben osservare ad esempio presso Cerrione entro canali ai piedi del terrazzo della Bessa (Fig. 38). Infine la parte più superficiale dei pianalti è costituita dalla saldatura di corpi ghiaiosi formanti numerosi conoidi fluvio-glaciali, ognuno alimentato da un differente antico corso d'acqua di fusione glaciale attraverso uno dei tanti sfioratori dell'anfiteatro. Tale pianura, detta *sandur* fluvio-glaciale, è quindi formata da depositi alluvionali

sedimentati in posizione proglaciale, cioè a valle della fronte del ghiacciaio e non più a contatto con essa. Viene indicata anche come *apron*, nel caso in cui, come nell'AMI, venga ad assumere la forma di un grembiule che fascia il bordo esterno dell'anfiteatro: il grembiule fluvioglaciale ricorda la parte medio-distale di un grande conoide che, al posto dell'apice, ha un anfiteatro morenico⁷⁶.



Fig. 37. La pianura fluvioglaciale esterna tra Villareggia e Cigliano, delimitata a monte dalla morena frontale di Miralta, con in evidenza la bianca chiesetta di San Martino. Sullo sfondo è la catena alpina innevata, con le montagne che racchiudono Val Chiusella, Valle Sacra e Val Soana.

Le ghiaie fluvioglaciali sono spesso coperte da un manto di *loess* di spessore da centimetrico a metrico: si tratta cioè di accumuli di silt eolico, un sedimento di granulometria ben selezionata, data da granuli più fini della sabbia ma più grossolani dell'argilla, prelevati, trasportati ed infine depositi dal vento che flagellava i nudi terreni morenici ed alluvionali durante le fasi glaciali. Sequenze eoliche particolarmente potenti (2-5 m), perchè formate da successive generazioni di *loess* accumulate una sull'altra, poi risparmiate dall'erosione fluviale dell'episodio glaciale Serra, sono conservate in corrispondenza ai settori di pianura più elevati: la loro distribuzione è facilmente individuabile, per la presenza di numerose cave che da secoli sfruttano il *loess* alterato in argilla dalla pedogenesi, per la produzione di terracotte e mattoni, come quelle tra Montalenghe e Foglizzo (Fig. 39) o sul terrazzo di Brianco presso Salussola.

Anche ciò che oggi appare come una semplice e piatta pianura, può dunque nascondere una storia assai complessa e notevoli spunti di interesse. In aggiunta a ciò, come se non bastasse, nella composizione della parte prossimale della pianura entrano in gioco anche i depositi glaciali, dato che l'anfiteatro morenico attuale è solo la parte risparmiata dall'erosione, oppure non rimasta

⁷⁶ CARRARO, lezioni inedite.

sepolta, di quello complessivo, ma virtuale, assai più esteso, edificato nel corso di tutte le fasi glaciali.

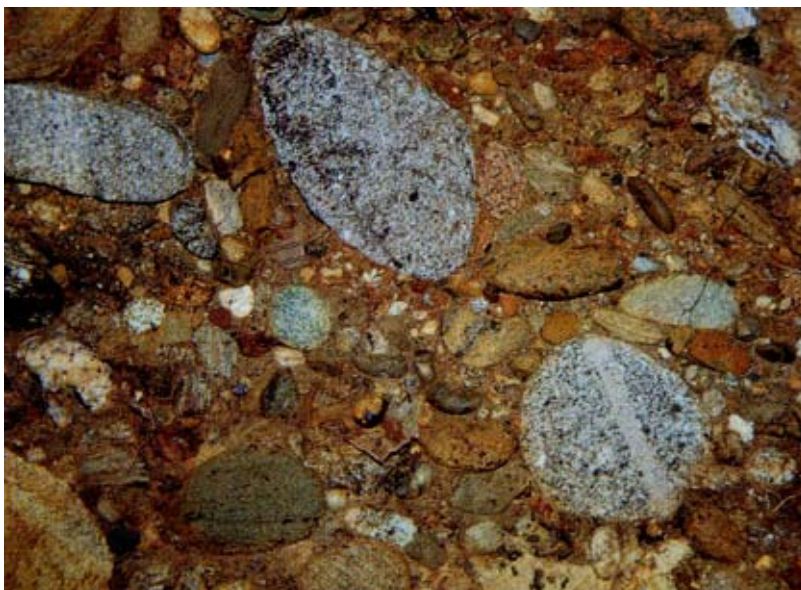


Fig. 38. Dettaglio delle ghiaie fluviali affioranti alla base del terrazzo della Bessa (Alloformazione di Cerrione), sedimentate dall'antica Dora Baltea prima che si formasse l'Anfiteatro d'Ivrea. I ciottoli perfettamente arrotondati, costituiti da rocce originariamente durissime (graniti, gneiss, anfiboliti, ecc.), adesso si possono tagliare con un coltello o sgranulare tra le dita. Questo perchè, pur mantenendo la forma, i loro minerali costituenti, tranne il quarzo, sono stati completamente alterati in argilla ed ossidi dai processi di formazione dei suoli, prova ulteriore dell'antichità del deposito.



Fig. 39. Cava di argilla a monte di Foglizzo, dove si estraeva il *loess*, deposito eolico con la granulometria dei silt. I silt eolici sono stati parzialmente alterati in argille a causa dei processi pedogenetici. Livelli di *loess* poco alterati, deposti durante successive fasi glaciali, si alternano a ripetuti orizzonti di suoli (orizzonti più scuri), ovvero di *loess* pedogenizzato durante le fasi interglaciali.

Una testimonianza incontrovertibile della passata maggiore estensione dell'AMI è osservabile nella cava Gariglio tra Maglione e Borgo d'Ale, 1 km a valle dell'anfiteatro, sui cui fronti di scavo affiora un livello di depositi subglaciali sepolto in piena pianura, intercalato tra due formazioni di

ghiaie alluvionali⁷⁷.

Ed una prova ancora più evidente, perché manifesta, è data dalla distribuzione di varie basse cerchie moreniche frontali (appartenenti alle alloformazioni di Magnano e della Serra, cfr. 7.2) conservate tra Cavaglià e Santhià e dunque in posizione assai esterna e distale; tali cerchie verso SW si interrompono all'unisono (vedi Fig 8), troncate dall'erosione di un antico corso d'acqua sfioratore dell'episodio Serra (piana principale) e poi dell'episodio Piverone (paleoalveo della «Dora Morta»). Un relitto morfologico di tali cerchie frontali cancellate dall'erosione fluviale può essere identificato nella blanda altura di Alice Castello.

Più a Nord il settore al margine sinistro dell'anfiteatro, ora occupato dal terrazzo alluvionale della Bessa e dal sottostante alveo del T. Elvo, era costituito e circondato da antiche morene delle alloformazioni di Mongrando e di Bornasco (cfr. 7.2), come si desume dalla distribuzione dei massi erratici relitti e dalla ricostruzione morfologica delle cerchie.

7. Stratigrafia dell'AMI

7.1 - Il substrato dell'anfiteatro

Il substrato su cui poggiano i depositi dell'AMI è costituito, per quanto direttamente osservabile in affioramento o nei sondaggi geognostici, da un basamento roccioso metamorfico, vecchio di alcune centinaia di milioni di anni, e da una sovrastante sequenza di sedimenti marini ed alluvionali del Pliocene inferiore-Pleistocene inferiore, che non supera i 5 milioni di anni.

Il substrato roccioso è interamente compreso nei sistemi metamorfico-strutturali Austroalpino e Sudalpino, entrambi legati da un punto di vista paleogeografico al promontorio adriatico della Zolla Africana. Sistema Austroalpino e Sistema Sudalpino sono messi a contatto dal segmento locale dalla Linea Insubrica o Periadriatica, noto come Linea del Canavese Esterna⁷⁸, un'importantissima faglia ad andamento SW-NE (vedi Figg. 7 e 52). Le rocce estremamente deformate (miloniti dette «Scisti di Biò») che marciano il passaggio della faglia sono ottimamente esposte a ENE di Borgofranco d'Ivrea sullo sbancamento stradale all'incrocio per Bienca presso la chiesetta di San Maurizio.

La faglia separa due settori ben distinti sotto l'aspetto petrografico e geomorfologico.

A NW si elevano di colpo le prime alte montagne, come la dorsale M. Torretta-Colma di Mombarone in sinistra e il M. Cavallaria in destra, costituite da rocce metamorfiche formatesi ad elevata pressione alla notevole profondità di 40-60 km, durante la prima fase orogenetica alpina (fase eoalpina, di 100÷60 Ma BP). Sono micascisti eclogitico-glaucofanici, para- e ortogneiss eclogitici, eclogiti, glaucofaniti e subordinati marmi calcitici bianchi: rocce bellissime per le loro tonalità verdi e rosse o per le caratteristiche grandi miche chiare (Complesso dei Micascisti Eclogitici della Zona Sesia-Lanzo)⁷⁹.

⁷⁷ CARRARO, 1992, op. cit.

⁷⁸ G. BIINO & ROBERTO COMPAGNONI, *The Canavese Zone between the Serra d'Ivrea and the Dora Baltea River (Western Alps)*, *Eclogae geol. Helv.*, 82, 1989, pp. 413-427.

⁷⁹ ROBERTO COMPAGNONI, GIORGIO VITTORIO DAL PIAZ, J. C. HUNZIKER, G. GOSSO, B. LOMBARDO & P. F. WILLIAMS, *The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblages in the western Italian Alps*. *Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 33, 281-334, 1977.

A SE della faglia si distribuiscono i bassi rilievi prealpini, qui arealmente poco sviluppati, ma in graduale ampliamento procedendo verso NE, coincidenti con i Colli d'Ivrea e con le prime colline che raccordano la pianura alla montagna: sono ad esempio il Bric di Muriaglio sopra Vidracco ed i Monti Pelati di Baldissero, i rilievi di Netro, Graglia e Muzzano e la Burcina di Pollone. Sono rilievi modellati in un substrato roccioso formato dall'unione della crosta continentale profonda della Zona Ivrea-Verbano con quella superficiale della Zona del Canavese, e cioè di settori cristallini originariamente separati da decine di km di profondità, messi poi a contatto da una seconda faglia, nota come Linea del Canavese Interna⁸⁰, parallela alla precedente. Sono costituiti da rocce ancora più antiche di quelle austroalpine formati le montagne sovrastanti, in quanto non furono interessate dal metamorfismo alpino, che le avrebbe tramutate in rocce differenti, se non parzialmente (lungo i contatti tettonici) o debolmente (per anchimetamorfismo). Formano un complesso di formazioni tra i più complicati, interessanti e perciò studiati del mondo: innanzitutto va distinto il basamento sudalpino, metamorfosato nel corso dell'antica orogenesi varisica del Carbonifero, costituito per la Zona del Canavese da scisti di basso grado, intrusi da graniti e dioriti, e per la Zona Ivrea-Verbano da granuliti basiche, di alto grado metamorfico⁸¹. Sul basamento della Zona del Canavese, formante la parte settentrionale dei Colli d'Ivrea, e limitatamente ad esso, poggia una copertura di rocce vulcaniche (rioliti) e sedimentarie (quarziti, calcari, dolomie e brecce carbonatiche) permo-giurassiche, non metamorfica ma intensamente tettonizzata, ovvero spezzettata da innumerevoli faglie e fratture, nota come «Cuneo permo-mesozoico di Montalto»⁸². Gli scisti affiorano limitatamente al bacino del Lago Nero, mentre i graniti e dioriti formano i rilievi più settentrionali intorno a Bienna, come la P. Montesino; le rocce carbonatiche e vulcaniche sono ristrette ad una fascia passante per la chiesetta di San Grato, sfruttata dalle Fornaci di Montalto e, sull'altro fianco della valle, di Lessolo; le granuliti, tenacissime rocce a bande chiaro-scure formate da granuli di neri pirosseni e di bianchi plagioclasti (Fig. 40), sono dominanti tra il Lago Pistono, Chiaverano e Pavone.

Il substrato roccioso affiora anche lungo il margine pedemontano che si diparte ai due lati dello sbocco della valle della Dora Baltea, seppure in modo discontinuo: ad Ovest nell'incisione del T. Chiusella presso il Ponte dei Preti (granuliti basiche della Zona Ivrea-Verbano); ad Est nell'incisione del T. Ingagna tra Donato e Mongrando, che segna il limite nord-orientale dell'AMI (rocce della Zona del Canavese e della Zona Ivrea-Verbano).

Per quanto riguarda l'andamento del substrato roccioso in profondità, sulla base delle evidenze superficiali (emersione del substrato roccioso in più punti del centrovalle) è ipotizzabile che il fondovalle sepolto della Valle della Dora Baltea piemontese, tra Pont Saint Martin e Montalto Dora, si articoli in una successione di quattro depressioni, con soglie (cioè rialzi) a Torredaniele (dosso montonato), Montestrutto (stretta valliva), Borgofranco d'Ivrea (*verrou* glaciale del Monte Buono) e Ivrea (dorsale dei Colli d'Ivrea). L'ultima depressione, quella di Montalto Dora, l'unica per la quale si disponga di dati di sottosuolo, si sviluppa allo sbocco vallivo in un settore in deciso allargamento (3,5 km) entro un complesso roccioso (Zona del Canavese) estremamente fratturato, situazione che ha permesso un maggior approfondimento erosionale del ghiacciaio balteo. Essa corrisponde alla conca di sovraescavazione glaciale più distale nel profilo longitudinale vallivo della Dora Baltea⁸³ ed è l'unica a scendere al di sotto del livello del mare (cfr. Fig. 59). A valle

Giorgio VENTURINI, *Geology, geochemistry and geochronology of the inner central Sesia Zone (Western Alps, Italy)*. Mém. Géol. Lausanne, 25, 148 pp, 1995.

⁸⁰ BIINO & COMPAGNONI, 1989, op. cit.

⁸¹ ZINGG A., HANDY M. R., HUNZIKER J. C. & SCHIMD S. M., *Tectonometamorphic history of the Ivrea zone and its relationship to the crustal evolution of the Southern Alps*, Tectonophysics, 182, 169-182, 1990.

⁸² PAOLO BAGGIO, *Caratteri stratigrafici e strutturali del Canavese s.s. nella zona di Montalto Dora*, Mem. Ist. Min. Geol. Un. Padova., 25: 1-25, 1965

⁸³ Un'altra importante conca di sovraescavazione è quella di Aosta.

della soglia rappresentata dai Colli d'Ivrea, il substrato roccioso sprofonda infine verso l'asse della Valle Padana. La base delle unità plioceniche raggiunge infatti 1 km di profondità già nel sottosuolo di Borgomasino, i 1.500 m sotto Mazzè e i 2 km tra Santhià e Vercelli⁸⁴. I Colli d'Ivrea in tal senso rappresentano la soglia con la quale la Valle della Dora Baltea si affaccia sospesa sulla «principale» Valle del Po.



Fig. 40. Tessitura a bande delle granuliti affioranti nell'incisione del T. Chiusella, presso il Ponte dei Preti (Strambinello). Sono rocce metamorfosate nel Paleozoico a livelli crostali molto profondi, poi sospinte in superficie da movimenti tettonici, ma non più trasformate dal metamorfismo alpino. In questo sito sulle rocce poggiano ghiaie di spiaggia del Pliocene inferiore, costituite da ciottoli delle stesse granuliti e da sabbie grossolane ricche di frammenti di conchiglie di molluschi marini.

Sul substrato roccioso poggia una successione sedimentaria di sedimenti sciolti, o localmente cementati, che colmano il bacino marino pliocenico attualmente espresso dalla Pianura Padana. Alla base della sequenza sono depositi marini del Pliocene inferiore e della parte bassa del Pliocene medio (intorno ai 5,5÷3,5 Ma BP), che in Piemonte affiorano con particolare evidenza nel bacino di Asti tra Monferrato e Langhe. Più a Nord, al margine settentrionale della Pianura Padana, essi si distribuiscono al piede delle Alpi in una fascia discontinua di lembi affioranti, perché interrotta a più riprese dagli sbocchi delle incisioni vallive e maggiormente dall'interposizione dell'Anfiteatro d'Ivrea.

⁸⁴ CNR, Structural Model of Italy, 1990. Si veda anche la recentissima PIERANGELO CLARI & RICCARDO POLINO (Eds.), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 157 Trino*, APAT, 2003, pp. 147.

I depositi marini passano verso l'alto ad un complesso di sedimenti di transizione (di delta, estuario, spiaggia o di piana costiera soggetta alle maree) e continentali (alluvionali), la cui età va dal termine del Pliocene inferiore al Pleistocene inferiore (3,6 Ma-800 ka BP) e che corrisponde all'unità bio- e litostratigrafica del Villafranchiano⁸⁵. Sono per la maggior parte depositi pliocenici e solo subordinatamente quaternari: la facies di deposito alluvionale *s.l.* e l'età riferibile al Pliocene inferiore e medio di alcuni di essi (Ca' Viettone presso Lanzo e giacimenti del Complesso Stura⁸⁶) attestano che il colmamento del bacino marino padano occidentale, iniziato nel Pliocene inferiore, si era già completato nel Pliocene medio. Ad esso segue una sedimentazione fluviale su terre ormai completamente emerse.

In sintesi nell'area pedemontana e di alta pianura piemontese i vari dati lito- e biostratigrafici consentono di riconoscere una lunghissima fase caratterizzata da sedimentazione fluviale di pianura alluvionale, compresa tra il colmamento del bacino marino del Pliocene inferiore e l'edificazione dei grandi anfiteatri morenici del Pleistocene medio e superiore. Questa fase, sulla quale peraltro le conoscenze sono assai scarse, iniziò già nel Pliocene medio, almeno a partire da 3 Ma BP, e si protrasse per tutto il Pliocene superiore e per buona parte del Pleistocene inferiore, e quindi durò oltre 2 milioni di anni. Tra i 2,5 Ma e i 900 ka la sedimentazione fluviale dovette essere influenzata dai cicli climatici globali con frequenza di 40 ka, poichè questi verosimilmente comportarono significative espansioni glaciali nei bacini montani; fu guidata inoltre dalle vicissitudini tettoniche regionali, peraltro non ben documentate.

Intorno ai 900 ka BP la fase di sedimentazione fluviale venne invece profondamente modificata dall'insorgenza dei cicli climatici interglaciale-glaciale di 100 ka, che alle latitudini medio-alte si tradussero nelle grandi espansioni glaciali della seconda parte del Quaternario.

I depositi glaciali dell'AMI poggiano direttamente sul substrato roccioso, costituente l'edificio alpino e prealpino, all'interno della valle della Dora Baltea e nell'intorno del suo sbocco, mentre più a valle (settore di pianura) e/o più esternamente (settore pedemontano del Biellese e del Canavese Occidentale) vanno a poggiare su formazioni sedimentarie plio-quaternarie. Questi rapporti evidenziano naturalmente un maggior approfondimento erosionale del ghiacciaio lungo il solco vallivo, rispetto ai settori laterali confinanti.

Più precisamente i depositi glaciali poggiano sul substrato roccioso nel settore laterale destro a Strambinello e fino a Brosso, dove coprono quindi tutto lo spartiacque roccioso sepolto tra Val Chiusella e Dora Baltea; nel settore sinistro lo stesso avviene limitatamente allo sbocco della Valle Viona, in quanto già a Donato è conservata una potente copertura alluvionale pre-glaciale.

Al di sopra del substrato roccioso, la distribuzione in affioramento delle unità terrigene risparmiate dall'erosione glaciale manifesta una netta asimmetria tra i due settori laterali destro e sinistro dell'AMI. Infatti mentre in destra (incisione del T. Chiusella) affiorano unità marine litoranee e deltizie del Pliocene inferiore-parte bassa del Pliocene medio (Unità di Sento⁸⁷; Fig. 41), in sinistra, sotto ai depositi glaciali più antichi dell'AMI affiorano unità alluvionali meno antiche,

⁸⁵ ROSANNA CARAMIELLO, FRANCESCO CARRARO, GIOVANNI COLLO, FRANCO GIANOTTI, MARCO GIARDINO, EDOARDO MARTINETTO, ALDO PEROTTO & C. SINISCALCO, *Revisione del significato dei depositi «villafranchiani» in Piemonte*. In: Atti Convegno «Il significato del Villafranchiano nella stratigrafia del Plio-Pleistocene», Peveragno, 20-24 giugno 1994. Il Quaternario, Italian J. Quat. Sci., 9 (1): 187-194, 1996.

⁸⁶ EDOARDO MARTINETTO (ed.), *Pliocene Plants, Environments and climate of North-Western Italy*, Guide to the field conference: 39-53. Mottalciata, april 27-30th, Univ. Studi Torino, 85 pp, 1998.

⁸⁷ BASILICI *et al.*, 2000, op. cit.

del tardo Pliocene (?) -Pleistocene inferiore (paleo-conoidi dei bacini locali: Unità di Donato⁸⁸; paleo-conoide del T. Elvo: Unità di Graglia⁸⁹).



Fig. 41. Affioramento di sabbie limose marine e di ghiaie e sabbie deltizie del Pliocene inferiore, formanti l'appoggio dei depositi glaciali dell'AMI nella zona tra San Martino e Strambinello ed esposti nei valloni afferenti all'incisione del T. Chiusella.

Più a valle i depositi glaciali dell'AMI vanno a poggiare sul paleo-conoide della Dora Baltea (e verosimilmente dell'Orco-Malesina nel settore più occidentale), già individuato nella regione Bessa come Unità di Cerrione⁹⁰ (Fig. 38). Per il resto i pochi dati ricavati dai sondaggi profondi non permettono di ricostruire nel dettaglio la configurazione del substrato nella parte medio-distale dell'AMI, dove i sedimenti pliocenici e le rocce non affiorano, perché sepolte ad almeno decine di metri di profondità; nondimeno le stratigrafie desunte dai sondaggi evidenziano un terrazzamento della superficie di appoggio dell'AMI sul substrato sedimentario, che si approfondisce sia nel settore sinistro procedendo verso Est e NE dalle cerchie più esterne alle più interne, sia nell'ambito della depressione interna procedendo verso SE.

⁸⁸ FORNO & LUCCHESI, 2000

⁸⁹ CARRARO *et al.*, 1991, op. cit.

⁹⁰ GIANOTTI, 1993; 1996, op. cit..

7.2 - La successione glacigenica dei depositi dell'anfiteatro

I depositi glacigenici, formanti le cerchie moreniche, il riempimento della depressione interna e la piana fluvioglaciale esterna dell'AMI, sono stati raggruppati in unità di valore stratigrafico, attraverso tutti i dati già disponibili dalla letteratura (essenzialmente pedostratigrafici e cronologici) e, soprattutto, grazie agli elementi raccolti nell'ambito del presente lavoro. Nel caso in oggetto, trattandosi di un anfiteatro, la cui edificazione è strettamente controllata dall'alternanza di episodi di espansione glaciale e di più lunghe fasi di stabilità, sono state istituite delle unità dette «alloformazioni» i cui limiti sono definiti da elementi di significato strettamente paleoclimatico.

Il criterio su cui ci si è basati è duplice: da una parte il criterio pedostratigrafico, basato sul confronto dei suoli esposti alla superficie di morene, terrazzi di *kame* e di piane fluvioglaciali (di seguito vetusuoli⁹¹); dall'altra il criterio più strettamente geologico, basato sul rinvenimento di livelli sepolti di orizzonti pedologici (di seguito paleosuoli⁹²) o di depositi, intercalati nelle sequenze di depositi glaciali, legati a fasi temperato-calde o comunque a momenti di forte regresso glaciale (interstadiali, interglaciali).

7.2.1 - Suddivisioni basate sull'indagine pedostratigrafica.

La pedostratigrafia sin da fine '800 è stata il cardine della ricostruzione stratigrafica degli anfiteatri morenici (cfr. 2). Si basa sul fatto che i suoli, che si formano a partire dalle superfici di accumulo dei depositi, sviluppano caratteri di profondità, colore ed alterazione via via più evoluti con il tempo, e fungono pertanto da orologio nei confronti dell'età di formazione del loro substrato (Fig. 6).

Tuttavia l'utilizzo dei suoli risulta assai problematico. Innanzitutto perchè nella stragrande maggioranza dei casi i suoli sulle morene, essendo stati più o meno completamente erosi, non si sono conservati: molto più frequenti sono di conseguenza i loro prodotti colluviali (*colluvium* di suoli), accumulatisi su rotture di pendenza lungo i fianchi delle morene, che dei suoli da cui derivano mantengono forse solo più il colore. In altri casi i suoli appaiono fortemente troncati, e dunque difficilmente confrontabili, oppure non affiorano in tutto il loro sviluppo. Infine l'analisi pedostratigrafica è stata basata unicamente su dati di terreno (indici di colore, grado di alterazione dei clasti e profondità dei profili di alterazione conservati) rilevati in modo relativamente speditivo. Tutte queste limitazioni hanno comportato come risultato solo una grossolana differenziazione cronologica delle cerchie moreniche.

Se ci si basa soltanto sull'indice di colore dei suoli, il più delle volte l'unico parametro misurabile, nell'AMI sono distinguibili tre grandi pedo-gruppi (Fig. 42):

Il pedo-gruppo A comprende le morene più esterne e dunque antiche dell'AMI, comprese tra i torrenti Ingagna ed Olobbia, e quelle su cui si adagiano i comuni di Sala Biellese e di Zubiena. Esso corrisponde alla parte esterna del *Mindel* della Carta Geologica d'Italia o del Gruppo di San Michele-Borgo istituito da CARRARO (1992). Il gruppo è caratterizzato da suoli rossastri (Fig. 43), con orizzonte B ad aggregati pedogenetici sviluppato per oltre 3 m, profondità del fronte di alterazione dei clasti di almeno 5 m, con totale alterazione dei clasti, livelli di argilla di illuviazione spessi e continui, patine di idrossidi di ferro e di manganese sviluppate ed indice di colore 2,5YR 5/8 (con screziature e grumi fino a 10R per i suoli delle morene più antiche).

⁹¹ CREMASCHI M. , *Paleosols and vetusols in the central Po plain (Northern Italy)*. Unicopli, Milano, 1987, pp. 306.

⁹² CREMASCHI M. , 1987, op. cit.

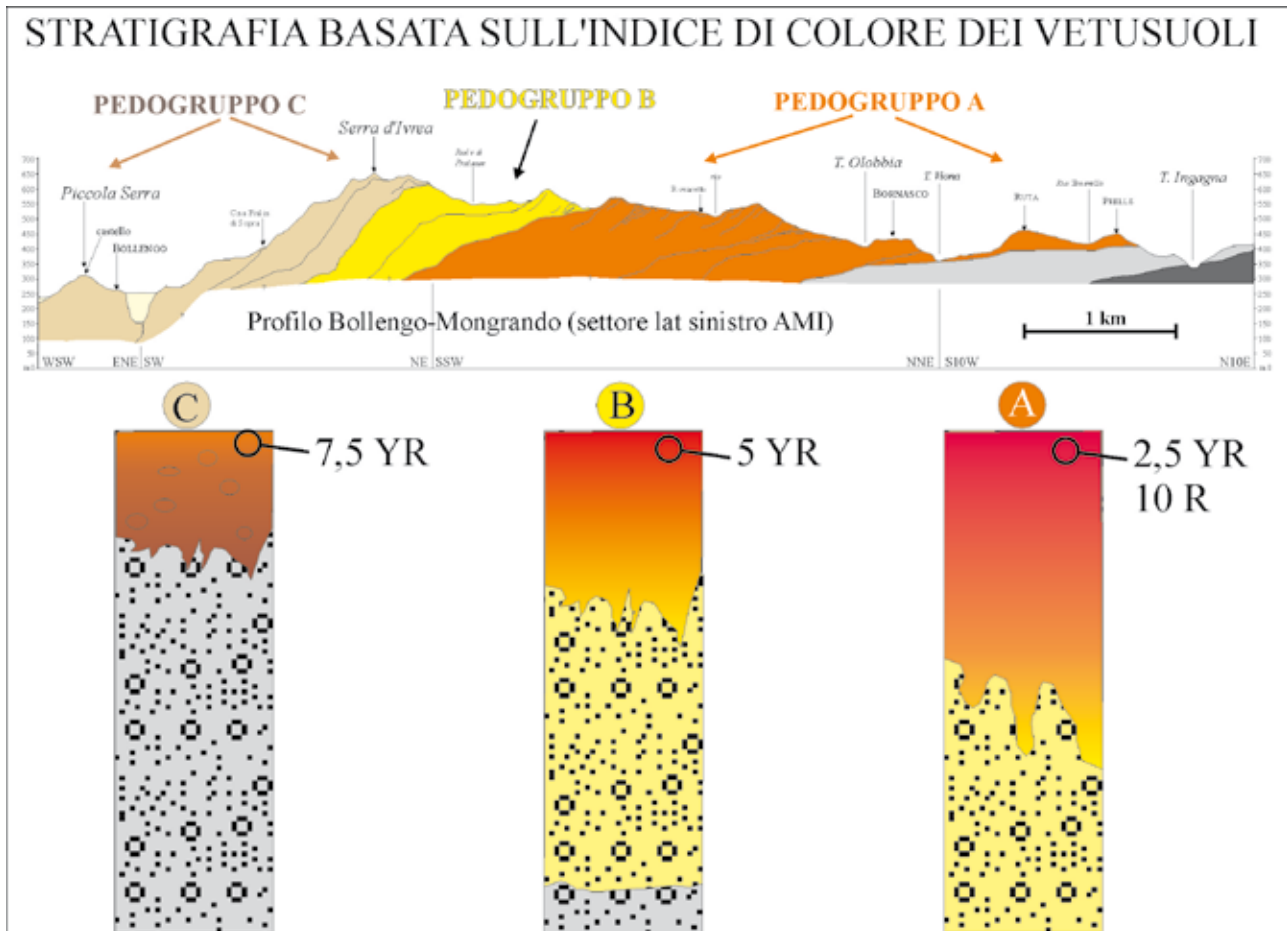


Fig. 42. Suddivisione cronologica delle morene dell'AMI in base al colore dei loro suoli. Sulle morene più recenti si sviluppano suoli bruno-giallastri (colore 7,5YR); le morene più antiche conservano relitti di suoli rosso-violacei (colore 2,5YR-10R); le morene intermedie sono caratterizzati da suoli con colore rosso-giallastro 5YR.



Fig. 43. Suolo superficiale antico (vetusuolo) con indice di colore 2,5 YR, esposto, grazie a sbancamento stradale, sulla superficie della morena di Mongrando presso la frazione Catto.

Il pedo-gruppo B comprende le morene della parte interna del Gruppo di San Michele-Borgo, come quelle che ospitano gli abitati di Torrazzo e di Parogno. È caratterizzato, rispetto al gruppo precedente, da suoli pure rossastri, verosimilmente meno evoluti e profondi, ma con caratteri di alterazione comunque elevati: sono più facilmente differenziabili per l'indice di colore, che non supera l'*hue* di 5YR.

Il pedo-gruppo C è rappresentato dalle morene più elevate e continue dell'AMI, nonché dalle più interne, corrispondenti cioè al *Riss* e al *Würm* della Carta Geologica d'Italia o all'intero Gruppo della Serra d'Ivrea e a quello di Bollengo-Albiano di CARRARO (1992). È caratterizzato da suoli bruno-giallastri, molto meno evoluti e profondi dei precedenti, che presentano indice di colore massimo 7,5YR (caratteristici sono i valori 7,5YR 5/6 e 5/8).

Un'analisi pedologica più approfondita ha poi permesso di separare ulteriori unità pedostratigrafiche all'interno del più recente dei tre gruppi (pedogruppo C) (Fig. 44): senza entrare nel dettaglio, già espresso in apposite pubblicazioni⁹³, con questo procedimento sono state riferite ad altre quattro diverse glaciazioni i seguenti gruppi di cerchie: quello di Magnano-Orio-Bairo, quello della Serra d'Ivrea- Caluso-Brosso, quello di Piverone-Vische (tutti compresi nel Gruppo della Serra d'Ivrea) e quello della Piccola Serra-Strambino-Parella (già Gruppo di Bollengo-Albiano).

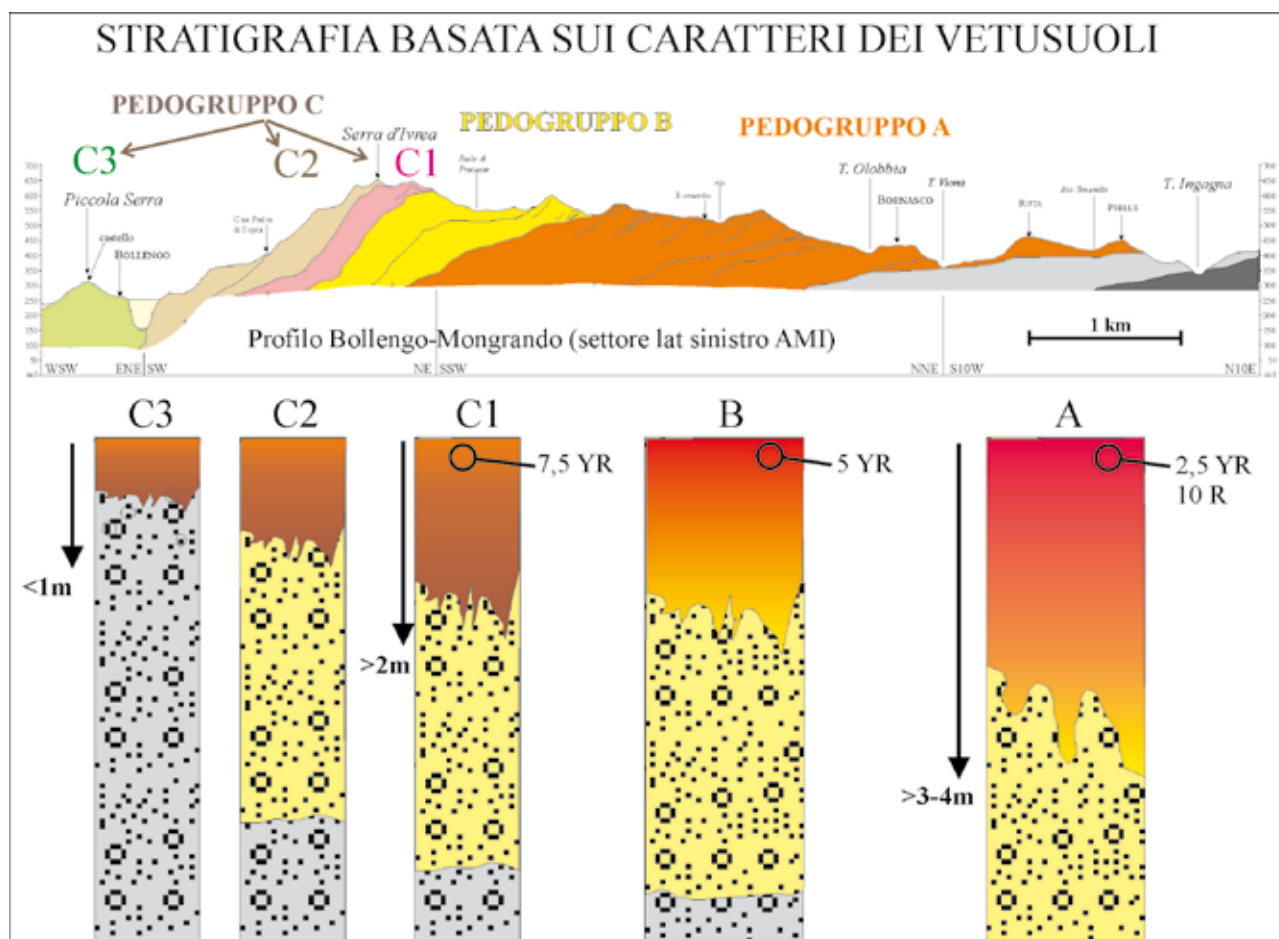


Fig. 44. Analizzando più caratteri dei suoli (colore, spessore e grado di alterazione) si possono distinguere 5 gruppi di morene di età differente.

Riassumendo, lo studio pedostratigrafico ha permesso di differenziare nell'AMI cinque raggruppamenti di morene di differente età, corrispondenti ad almeno cinque glaciazioni, ognuno dei

⁹³ GIANOTTI *et al.*, in stampa, op. cit.; GIANOTTI *et al.*, 2006, op. cit.; GIANOTTI, 2007, op. cit.

quali conserva suoli con differente grado di evoluzione.

7.2.2 - Suddivisioni basate sull'indagine geologico-stratigrafica.

Contemporaneamente all'impiego degli elementi superficiali che permettono di datare le morene (vetusuoli), poi rivelatosi non sufficientemente risolutivo, si è proceduto alla ricostruzione dell'architettura (stratigrafia) delle sequenze di depositi glacigenici al loro interno ed in profondità, alla ricerca di altri elementi che ne permettessero la suddivisione cronologica e paleoclimatica. Il presupposto fisico su cui ci si è basati è il seguente.

Durante un'espansione glaciale (Glaciazione A in Fig. 12) il ghiacciaio abbandona il detrito trasportato, edificando una sequenza di morene e di terrazzi di *kame*.

Il sopravvenire di condizioni climatiche calde (Interglaciale B in Fig. 45) determina il completo ritiro del ghiacciaio e la formazione di una copertura vegetale sulle morene. Nello stesso tempo sulle stesse si sviluppano i suoli, mentre limitatamente alle depressioni chiuse tra le morene vanno sedimentando depositi lacustri ricchi di sostanza organica (pollini, rami, foglie, frammenti vegetali) o si formano vere e proprie torbiere, costituite da vegetazione palustre indecomposta, accumulatasi *in situ*.



Episodi caldo-temperati: sviluppo di copertura vegetale

Fig. 45. Durante un episodio interglaciale si sviluppa la copertura vegetale, consentendo la pedogenesi (formazione dei suoli) e la sedimentazione nelle depressioni di sedimenti palustri ricchi di sostanza organica.

Alcune decine di migliaia di anni più tardi il ghiacciaio si ripresenta in anfiteatro (Glaciazione C in Fig. 46). Il ghiacciaio va a sormontare parte delle morene che si frappongono alla sua avanzata, erodendone almeno i depositi più superficiali: dunque i suoli sono i primi elementi a venire cancellati. Ritirandosi, il ghiacciaio abbandona una nuova sequenza di depositi glaciali, che va a coprire i depositi della glaciazione precedente risparmiati. Localmente però, e in particolar modo al limite areale raggiunto dalla nuova avanzata, una parte dei suoli e di eventuali orizzonti palustri interglaciali non viene erosa completamente, ma è comunque sigillata da metri o da decine di metri di depositi glaciali più recenti. Questa copertura permette anzi la conservazione nel tempo di questi importanti testimoni di antichi processi ed ambienti, preservandoli da future erosioni.

I vari lembi interglaciali relitti, benché originariamente sepolti, giungono infine a riaffiorare per processi naturali (approfondimento delle incisioni torrentizie, scoperchiamento in nicchie di frana) o per intervento umano (sbancamenti per strade o cave, sondaggi geognostici) (Fig. 47). Essi, essendo il risultato di episodi caldo-temperati tra due glaciazioni, costituiscono dunque i *markers* geologici che permettono di separare i depositi glaciali di due diverse glaciazioni, altrimenti indistinguibili, posizionati rispettivamente sotto e sopra il livello *marker*.

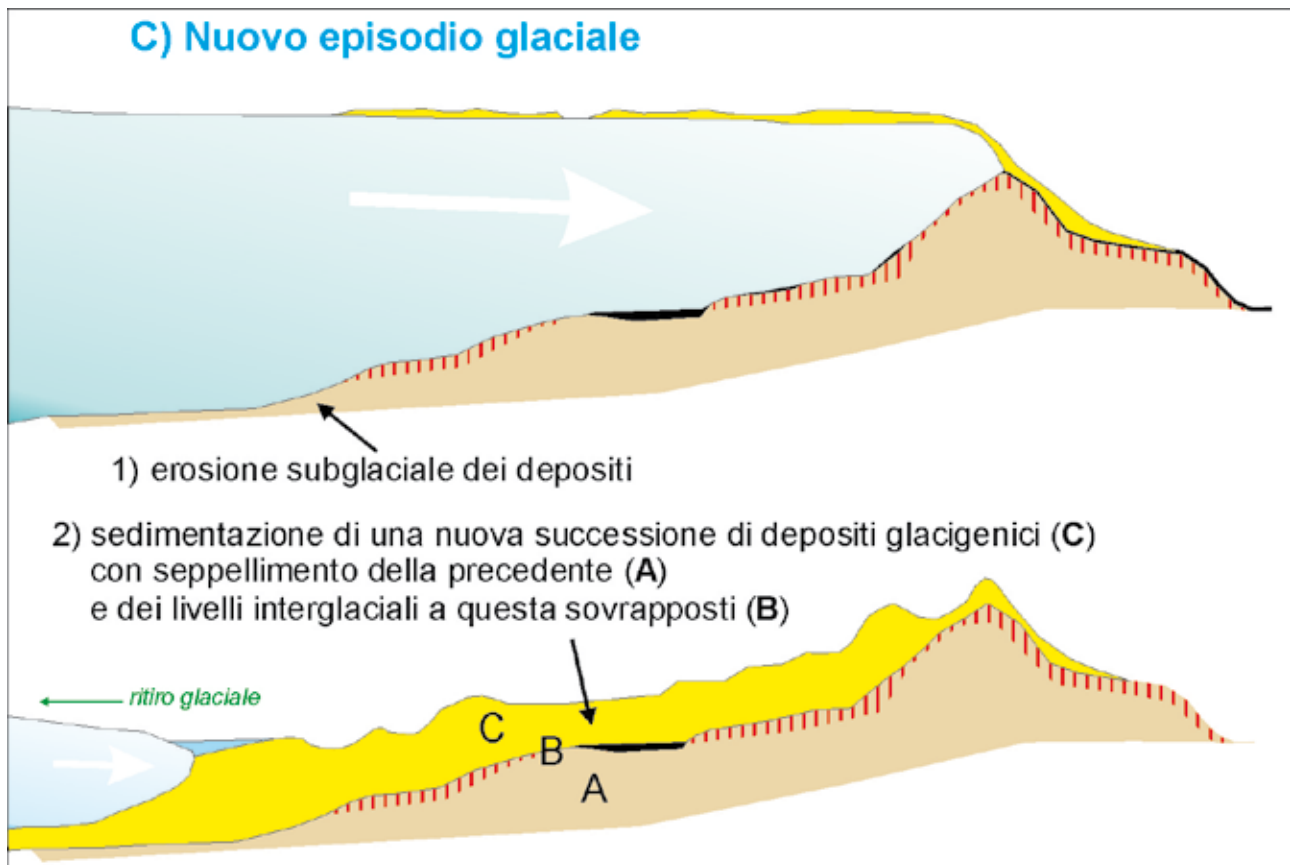


Fig. 46. Una nuova espansione glaciale comporta dapprima l'erosione parziale e poi il seppellimento dei livelli interglaciali relitti da parte di una nuova sequenza di depositi glaciali.

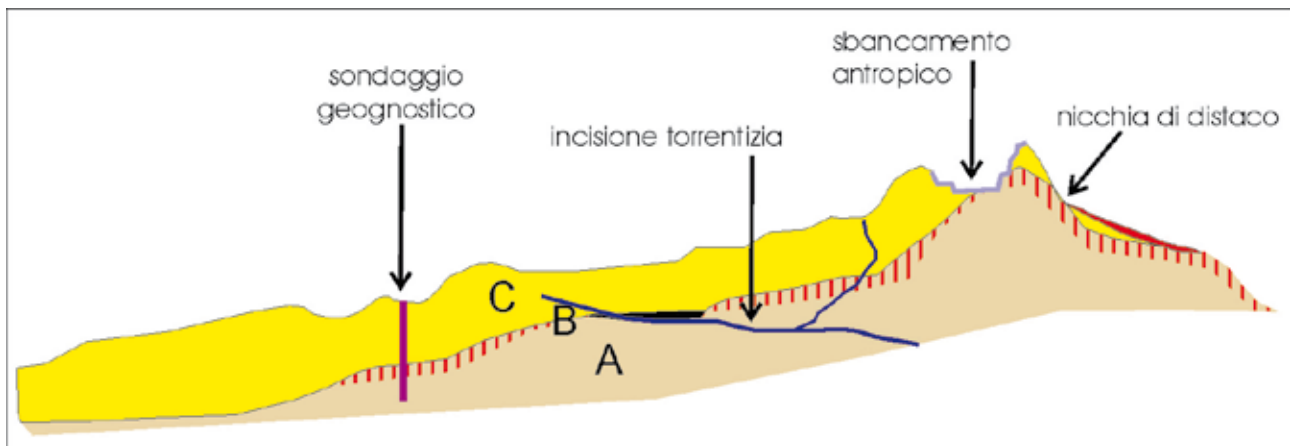


Fig. 47. I livelli *marker* interglaciali (B), delimitanti le sequenze glaciali di due differenti glaciazioni (A e C), sono visibili in rari affioramenti di origine sia naturale che antropica oppure tramite sondaggi appositamente realizzati.

Mediante rilevamenti sul terreno, condotti principalmente entro incisioni torrentizie che intersecano profondamente le sequenze di depositi glaciali dell'AMI, sono stati individuati sia dei suoli sepolti (paleosuoli), che dei livelli di depositi palustri o lacustri ricchi di sostanza organica. I primi si presentano come orizzonti induriti di colore rossastro, di spessore decimetrico, inglobanti ciottoli fortemente alterati; i secondi come lenti di sedimenti fini, spesso argillosi, in parte laminati, di colore scuro fino a nerastro e con spessore da decimetrico a metrico. Entrambi i tipi di emergenze, per potersi utilizzare in questo tipo di indagine, devono però essere sepolte rigorosamente da depositi glaciali e non da altri tipi di sedimenti.

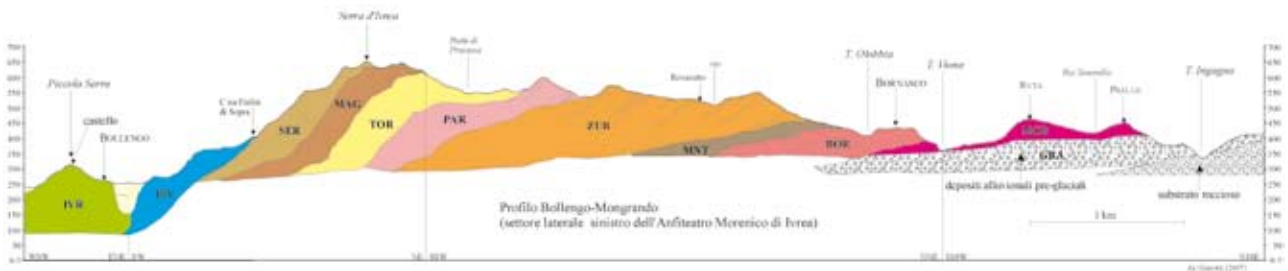


Fig. 48. Profilo geologico del settore sinistro dell'AMI. Il colore indica le 10 unità (alloformazioni) in cui sono suddivisibili le varie cerche: ad ogni colore corrisponde una differente glaciazione. Dalla più antica, del Pleistocene inferiore (MGD= Mongrando) alla più recente, del Pleistocene superiore (IVR= Ivrea). In mezzo ci stanno le morene prodotte dalle glaciazioni del Pleistocene medio (da Gianotti, 2007).

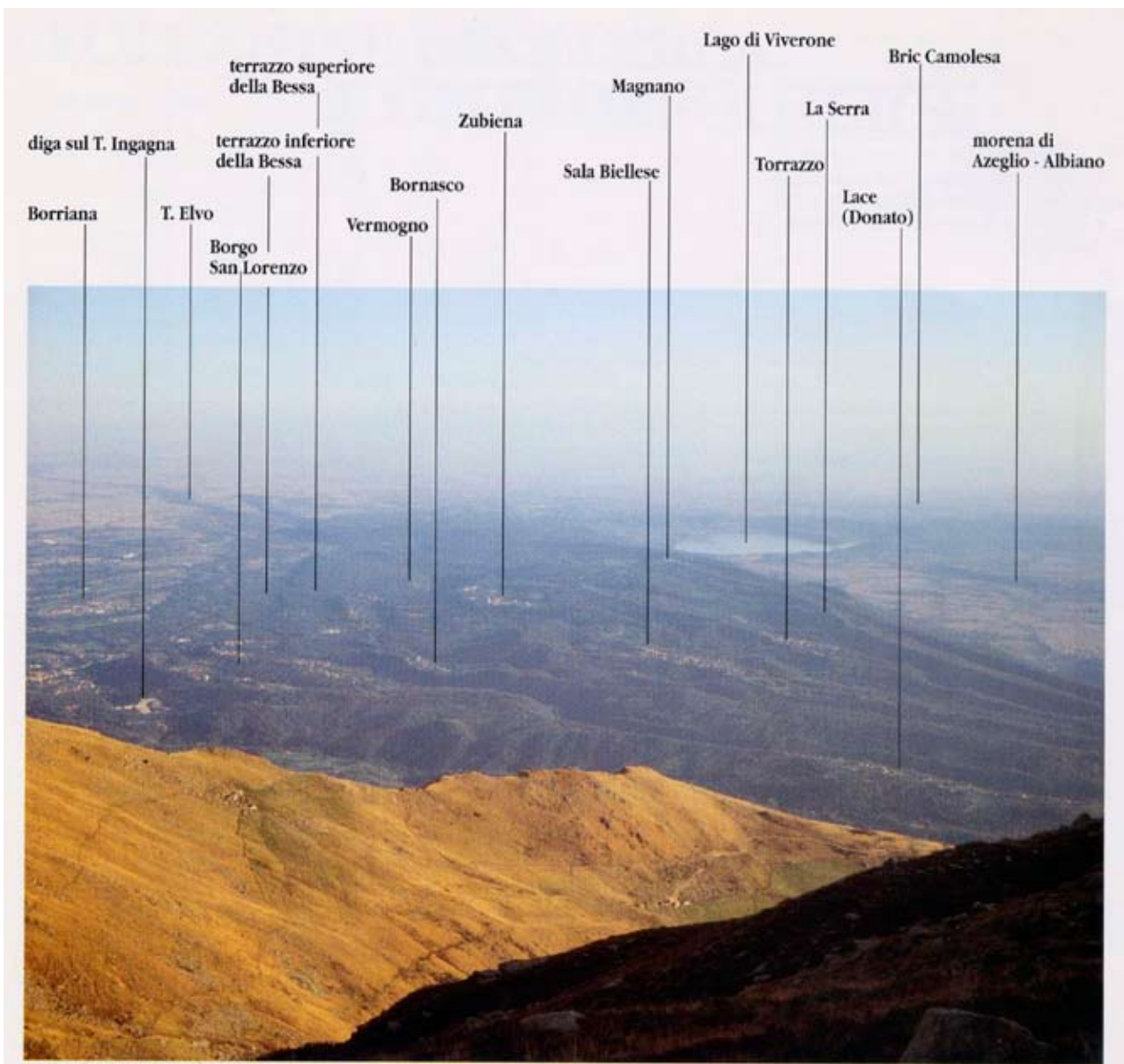


Fig. 49. Panorama del settore laterale sinistro dell'AMI (veduta dal versante destro della Valle Viona). In primo piano, soleggiata, è la dorsale del Bric Paglie (da Gianotti, 1996).

Considerando tutti i tipi di elementi (vetusoli e paleosuoli, ecc.) i depositi dell'AMI possono infine essere differenziati in 10 unità, dette alloformazioni, comprendenti i depositi e le forme generate nel corso di almeno 10 differenti episodi glaciali (Fig. 48). Ad ognuna di tali alloformazioni è stato assegnato un nome distintivo locale, desunto da un toponimo rappresentativo: Mongrando (alloformazione più antica, legata alla prima glaciazione riconoscibile nell'AMI), Bornasco, Montino, Zubiena, Parogno, Torrazzo, Magnano, Serra, Piverone e Ivrea (alloformazione più recente, legata all'ultima glaciazione o LGM). Poiché la sequenza più completa di unità è conservata solo nel settore laterale sinistro dell'AMI, è da questo che provengono quasi tutti i siti *marker* e di conseguenza anche i toponimi utilizzati (Fig. 49).

Un paleosuolo, in realtà suolo riesumato (Suolo di Bosa), affiorante nell'alveo del T. Viona a ESE di Donato, ha permesso di separare l'Alloformazione di Mongrando dall'Alloformazione di Bornasco.

Un livello di sedimenti palustri con un orizzonte a torbe, inciso da un ruscello affluente del T. Olobbia nel noto sito della Sorgente Sulfurea presso Zubiena, ha permesso di separare l'Alloformazione di Bornasco dall'Alloformazione di Montino.

Il Paleosuolo di Cascina Comunità, affiorante alla base della morena su cui sorge Montino, tra Zubiena e Mongrando, esposto dall'erosione di un altro affluente del T. Olobbia, separa l'Alloformazione di Montino dall'Alloformazione di Zubiena.

Una bancata di depositi palustri affioranti entro un'incisione affluente del Riale della Valle Sorda a Nord di Cascina Gianetto, presso Parogno, ha permesso di separare l'Alloformazione di Parogno dall'Alloformazione di Torrazzo.

Infine, spostandoci nel settore laterale destro, sia un livello di torbe attraversato da un sondaggio geognostico presso il Lago di Alice Superiore⁹⁴, sia un paleosuolo esposto nell'incisione del Rio Rudo presso San Martino Canavese, permettono di separare stratigraficamente l'Alloformazione della Serra dall'Alloformazione di Piverone (Fig. 50).



Fig. 50. Sezione trasversale del settore prossimale dell'AMI. Il livello a torbe rivelato dal sondaggio del Lago di Alice Superiore separa i depositi (e le morene) della «Glaciazione Serra» da quelli della «Glaciazione Piverone». Per correlazione morfologica lo stesso limite stratigrafico è trasferibile al lato opposto dell'anfiteatro, quello della Serra d'Ivrea (da Gianotti *et al.*, in stampa, mod.).

⁹⁴ AROBBA *et al.*, 1987, op. cit.

La distinzione tra le alloformazioni di Zubiena e Parogno, tra Parogno e Magnano, tra Magnano e Serra e tra Piverone e Ivrea è invece sostanzialmente pedostratigrafica, cioè sono distinguibili in quanto le rispettive cerchie moreniche supportano suoli di diversa età.

7.2.3 - Suddivisione dei depositi dell'ultima glaciazione basata su criteri morfologici.

L'Alloformazione di Ivrea comprende i depositi legati all'ultima grande espansione del ghiacciaio balteo, che raggiunse il suo cumine tra i 25.000 ed i 19.000 anni fa e che si concluse completamente 11.500 anni fa, segnando la fine del Pleistocene. Si tratta della sola unità capace di testimoniare l'evoluzione del ghiacciaio dalla sua massima espansione ai vari stadi di ritiro, grazie alla conservazione di apparati morenici frontali distribuiti più a monte nel fondovalle. Le alloformazioni più antiche, infatti, sono necessariamente rappresentate quasi solo dalle morene terminali più distali presenti in anfiteatro, legate agli stadi di massima espansione, in quanto i loro prodotti di ritiro sono stati completamente cancellati dalle espansioni successive.

Rilevando le tracce di stazionamento del margine glaciale (stadi glaciali), i depositi dell'Alloformazione di Ivrea sono stati ulteriormente suddivisi in una successione di 12 «allomembri» (Fig. 51). Tali tracce, solo in parte già note, sono rappresentate dalle poche evidenze rinvenibili di cerchie terminali, quelle cioè non completamente cancellate dall'erosione torrentizia o non completamente sepolte dalle alluvioni della Dora e dei suoi affluenti.

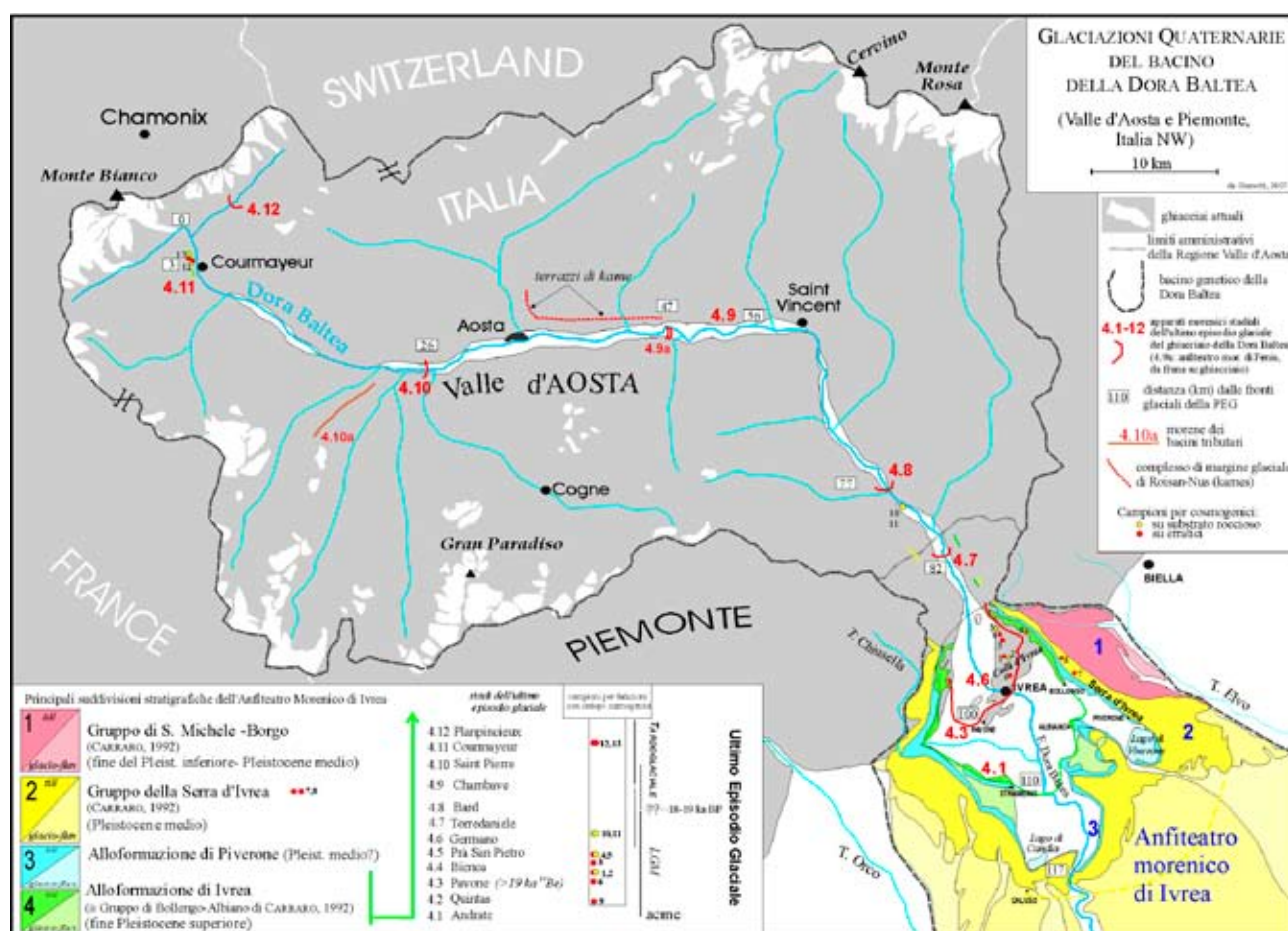


Fig. 51. Schema del bacino della Dora Baltea, comprendente la parte montana (Valle d'Aosta) e la parte di anfiteatro morenico. Sono rappresentati gli stadi o stazionamenti glaciali del ghiacciaio balteo nel corso dell'ultima glaciazione (4), a partire da quello di massima espansione (4.1, Andrate, linea verde). In evidenza è lo stadio di Pavone, ben confinato dal rialzo dei Colli d'Ivrea (4.3, linea rossa) (da Gianotti, 2007).

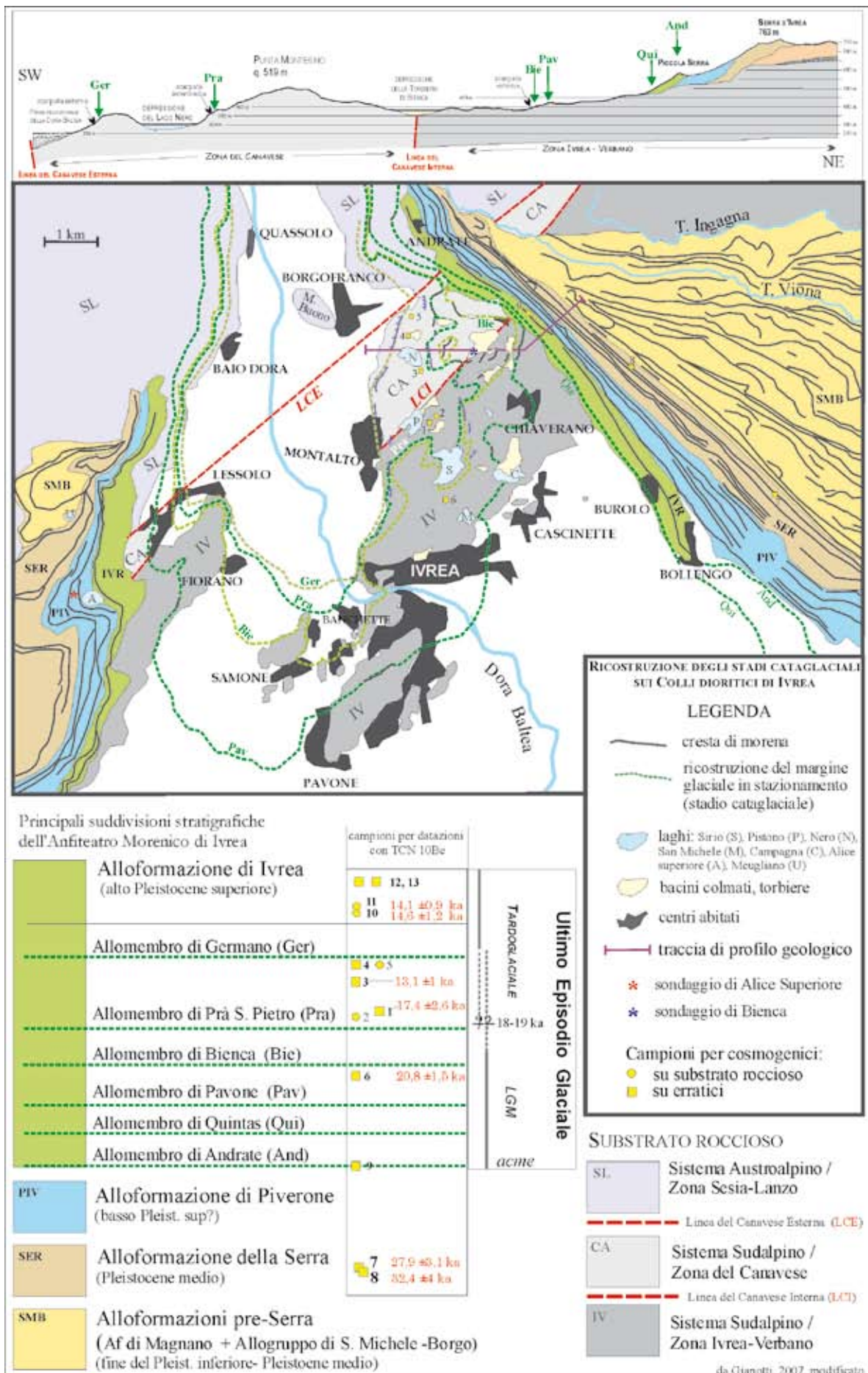


Fig. 52. Rappresentazione degli stadi cataglaciali nel settore dei Colli d'Ivrea. I punti colorati indicano i campioni prelevati per la datazione, delle superfici di esposizione con gli isotopi cosmogenici (da Gianotti, 2007).

In anfiteatro (Fig. 52) la successione inizia con l'Allomembro di Andrate, rappresentato dall'arco morenico della Piccola Serra-Strambino-Parella⁹⁵, riferibile all'acme glaciale, che raggiunge la distanza di 110 km dagli attuali ghiacciai del Monte Bianco. In posizione via via più interna sono gli allomembri di depositi sviluppatesi sui Colli d'Ivrea: di Quintas, di Pavone (100 km a valle), di Bienca, di Prà San Pietro e di Germano⁹⁶. La successione prosegue entro valle con le seguenti unità: Allomembro di Torredaniele, testimoniato da una morena frontale, 82 km a valle del Monte Bianco⁹⁷; Allomembro di Bard, ipotizzabile sulla base di una concentrazione di trovanti semisevolti sul fondovalle, 77 km a valle⁹⁸; Allomembro di Chambave, dato da un complesso di morene e di terrazzi di *kame*, 56 km a valle⁹⁹; Allomembro di Saint Pierre, rappresentato da un arco morenico frontale, 26 km a valle¹⁰⁰; Allomembro di Courmayeur, corrispondente alle morene laterali di La Villette¹⁰¹ e di Dolonne¹⁰², 3 km a valle; Allomembro di Planpincieux¹⁰³, testimoniato da un apparato frontale sito ormai ben addentro alla Val Ferret.

Per quanto riguarda i primi stadi, gli allomembri di Pavone e di Torredaniele, a prevalenti morene, rappresentano stazionamenti meglio definiti, probabilmente successivi a riavanzate. In particolare quello di Pavone comprende gli spezzoni relitti di una cerchia terminale, mai segnalata prima¹⁰⁴, rinvenuti presso Cascina Rossi sui Colli tra Ivrea e Pavone (morena frontale), presso l'Hotel San Giuseppe a Chiaverano (morena laterale sinistra) e presso C.na Fontana a Fiorano (morena laterale destra). Gli allomembri di Quintas e Prà San Pietro, a prevalenti terrazzi di *kames*, corrispondono invece, verosimilmente, a stazionamenti meno marcati e duraturi.

Tra l'edificazione delle due cerchie maggiori (stadi di Andrate e di Pavone) il ghiacciaio balteo si ritirò velocemente di 8-9 km verso monte, da Strambino a Ivrea, pur con un iniziale rallentamento nello stadio di Quintas, com'è indicato dalla sostanziale assenza di depositi glaciali nel settore dei Colli di Ivrea esterno alla cerchia di San Giuseppe-Pavone-C.na Fontana (settori di Chiaverano e di Pavone Canavese).

Nello svasamento tra il Montesino ed il versante montuoso, espressione della Linea del Canavese Esterna, si insinuava un lobo glaciale estruso dal margine sinistro del ghiacciaio balteo (Lobo di Bienca). Le oscillazioni del lobo glaciale sono localmente registrate dalla distribuzione, nel settore settentrionale dei Colli d'Ivrea, di archi morenici concentrici, alquanto discontinui. La loro formazione è stata accompagnata dalla sedimentazione di depositi di contatto glaciale in laghetti marginali, che attualmente formano lembi di terrazzi di *kame*, sospesi a vari livelli sul fianco dei piccoli cordoni morenici (Fig. 53)¹⁰⁵.

Gli allomembri di Prà San Pietro e di Germano materializzano il momento in cui il ghiacciaio

⁹⁵ SACCO, 1927, op. cit.

⁹⁶ GIANOTTI *et al.*, in stampa, op. cit.; FORNO *et al.*, *submitted*, op. cit.

⁹⁷ GIANOTTI, 2007, op. cit.

⁹⁸ CARRARO, 1992, op. cit.

⁹⁹ NOVARESE, 1915, op. cit.

¹⁰⁰ GIANOTTI, 2007, op. cit.

¹⁰¹ Stephen C. PORTER & Giuseppe OROMBELLI, *Late-Glacial ice advances in the Westworn Italian Alps*, *Boreas*, 11, 1982, pp. 125-140, Oslo.

¹⁰² GIANOTTI, 2007, op. cit.

¹⁰³ PORTER & OROMBELLI, 1982, op. cit.

¹⁰⁴ GIANOTTI, 2007, op. cit.

¹⁰⁵ FORNO *et al.*, 2007, op. cit.

abbandona definitivamente l'AMI. L'Allomembro di Germano è stato istituito per ultimo sulla base del ritrovamento di un troncone di morena frontale, nella località omonima presso Ivrea, correlabile più a monte allo sbarramento glaciale della conca del Lago Nero.

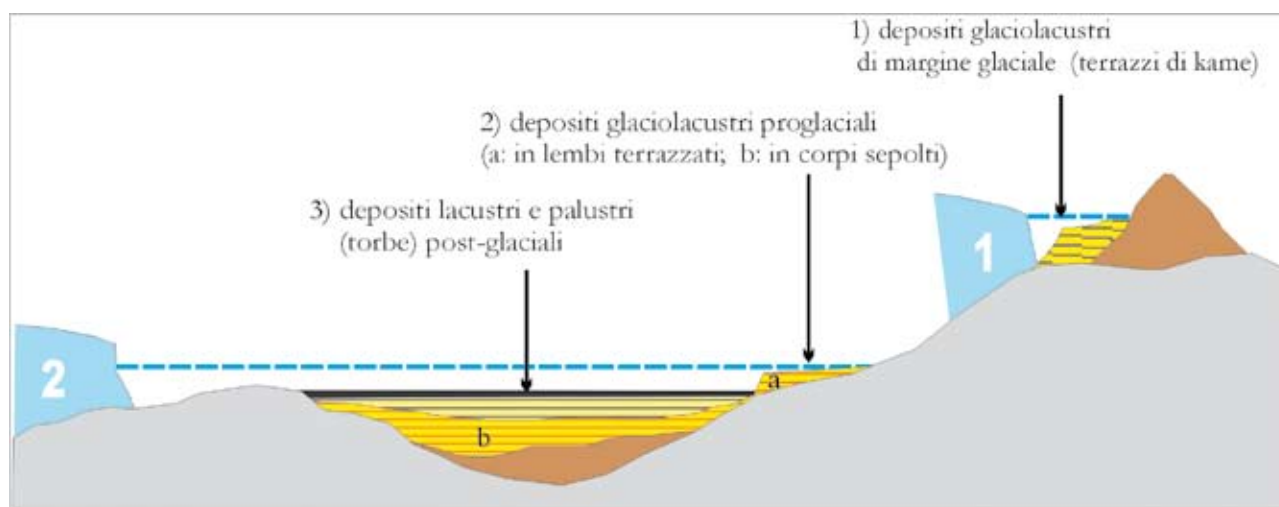


Fig. 53. Schema della genesi delle superfici pianeggianti distribuite sui Colli d'Ivrea, secondo il modello ricavato dallo studio della conca di Tomalino-Bienca. A più livelli altimetrici si ripete una sequenza di tre generazioni di sedimenti glaciolacustri, lacustri e palustri, indicativi di diverse configurazioni dei bacini in rapporto all'evoluzione del ghiacciaio balteo: depositi costituenti terrazzi di *kame*, sedimentati in laghetti di margine glaciale e distribuiti a gradinata sul fianco interno delle morene o dei rilievi montonati (1); depositi di lago di sbarramento glaciale, sedimentati in laghi più estesi di quelli attuali o delle torbiera, i cui livelli elevati erano sostenuti dallo sbarramento degli sfioratori da parte del margine sinistro del ghiacciaio balteo (2); infine sequenze di depositi lacustri e palustri, che hanno colmato laghi non più alimentati dal ghiacciaio ed i cui livelli erano controllati esclusivamente dalla morfologia locale (3) (da Forno *et al.*, 2007).

Con il Tardoglaciale, in seguito al completo abbandono dell'Anfiteatro di Ivrea da parte del ghiacciaio balteo, ed il successivo Olocene, procede il colmamento di alcuni laghi, fino allo stadio di torbiera¹⁰⁶, mentre altri, che occupano depressioni più profonde o meno soggette ad interrimento, perdurano tutt'oggi (Laghi Sirio, San Michele, Pistono, Nero, Campagna e di Chiaverano).

I recenti carotaggi svolti fino a 5 m di profondità nella Torbiera di Tomalino (Fig. 31) presso Bienca (Chiaverano)¹⁰⁷ hanno permesso di riconoscere una fase di sedimentazione lacustre, riferibile al Tardoglaciale attraverso il contenuto in pollini (sabbie fini e silt di colore biancastro, ricchi di gasteropodi e bivalvi lacustri, tra i 5 ed i 4 m di profondità). Seque una fase di colmamento palustre, riferita alla parte finale del Tardoglaciale (torbe alternate a subordinati livelli di limi nerastri o *gyttja*, ad una profondità compresa tra 4 m e 1,5 m; Fig. 54). Un cambiamento climatico, con diminuzione delle precipitazioni, ha successivamente determinato il passaggio da ambiente palustre a subaereo, comportando una lacuna durante il Dryas Recente, cioè nell'ultima puntata fredda con cui si chiude il Pleistocene. Probabilmente durante questa fase un corso d'acqua effimero incise e terrazzò la successione palustre, portando alla luce i sottostanti depositi lacustri.

Nel successivo Preboreale, con cui si apre l'Olocene, si ha il ripristino di condizioni palustri,

¹⁰⁶ SCHNEIDER, 1978, op. cit.; FORNO *et al.*, 2007, op. cit.

¹⁰⁷ MARIA GABRIELLA FORNO, FRANCO GIANOTTI, FEDERICO GROSSO & ROBERTA PINI, *Stratigrafia della sequenza cataglaciale nei Colli di Ivrea e dati pollinici preliminari sui depositi lacustri di Chiaverano (Torino)*, Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, 20(2), 2007, pp. 213-228.

come testimoniato dai 4 m di torbe che si sovrappongono sulla superficie di erosione fino al piano campagna. Questo fatto è da collegarsi ad un bilancio idrologico positivo del bacino, determinato dall'aumento delle precipitazioni e da un ipotetico sbarramento della soglia da parte di accumuli di frana.



Fig. 54. Aspetto di spezzone di carota estratta dalla Torbiera di Tomalino (Chiaverano). Il materiale filaccioso, di colore brunastro, è dato da torbe, ovvero resti compressi e non decomposti di vegetazione palustre accumulatasi sul posto; il materiale fine scuro a sinistra è un sedimento terrigeno costituito da limi argillosi ricchi di sostanza organica decomposta, da cui il colore nerastro, detto *gyttja*. Entrambi sono tipici riempimenti di palude e costituiscono archivi naturali delle associazioni vegetali del passato e quindi del paleoclima.

Il momento di deglaciazione dell'AMI è stato indagato con il metodo degli isotopi cosmogenici per la datazione dell'età di esposizione delle superfici, misurando la quantità di berillio ^{10}Be formatosi nelle parti superficiali delle rocce per irradiazione da parte dei raggi cosmici provenienti dallo spazio siderale. Le analisi di laboratorio, per metà ancora in corso, sono state eseguite da Susan Ivy-Ochs dell'ETHS di Zurigo su 12 campioni di roccia quarzifera provenienti dalle unità più recenti dell'AMI, prelevati con martello e scalpello da massi erratici sulle creste della Serra d'Ivrea (episodio Serra) e della Piccola Serra (ultima glaciazione), sui Colli d'Ivrea (Fig. 55) e sulla morena di La Villette presso Courmayeur (stadi di ritiro dell'ultima glaciazione); inoltre da superfici di esarazione glaciale sul substrato roccioso affiorante nei Colli di Ivrea e nel fondovalle di Donnas.

Un'età minima di esposizione di $20,8 \pm 1,5$ ^{10}Be ka BP¹⁰⁸ è stata ottenuta da un campione di granito tratto dalla superficie di un masso erratico, abbandonato dal ghiacciaio su un rilievo sito ad Est del Lago Sirio in un momento immediatamente successivo allo stazionamento stadiale di

¹⁰⁸ Si tratta di un'età corretta, rispetto all'età misurata di $19,9 \pm 1,6$ ka BP, per tener conto del tasso di erosione superficiale.

Pavone¹⁰⁹. Questa datazione fornisce la più vecchia età minima di deglaciazione dei Colli d'Ivrea: ovvero, considerando gli errori del metodo, stabilisce che il ghiacciaio balteo si stava già ritirando dall'anfiteatro in un momento compreso come minimo tra 22.300 e 19.300 anni fa. Altre datazioni su erratici e *roches moutonnées* hanno fornito età assai più recenti e verosimilmente lontane dalla reale età di deglaciazione locale: la discordanza dei risultati è spiegabile con una prolungata condizione di seppellimento delle superfici campionate o con una sopraggiunta loro parziale erosione.



Fig. 55. Masso erratico di granito su *roche moutonnée* in scisti del basamento della Zona del Canavese, sulla sponda meridionale del Lago Nero (Montalto Dora). Da questo blocco, di trasporto glaciale, è stato prelevato il campione Ivrea 3 per la datazione tramite isotopi cosmogenici relativa al momento della sua deposizione.

¹⁰⁹ GIANOTTI *et al.*, in stampa, op. cit.

8. Applicazioni

Le conoscenze acquisite sull'AMI sono state applicate alla questione della genesi, caratteristiche e metodi di coltivazioni dei *placer* auriferi distribuiti sul bordo esterno dell'AMI, sul prolungamento di antichi scaricatori o allo sbocco di sfioratori (Fig. 56). In base a testimonianze storiche e archeologiche (quest'ultime relative al maggiore di questi siti, la Bessa) la fase principale dello sfruttamento risale al II-I sec. a.C., sotto la repubblica di Roma antica¹¹⁰, e subordinatamente ad epoca pre-romana¹¹¹.

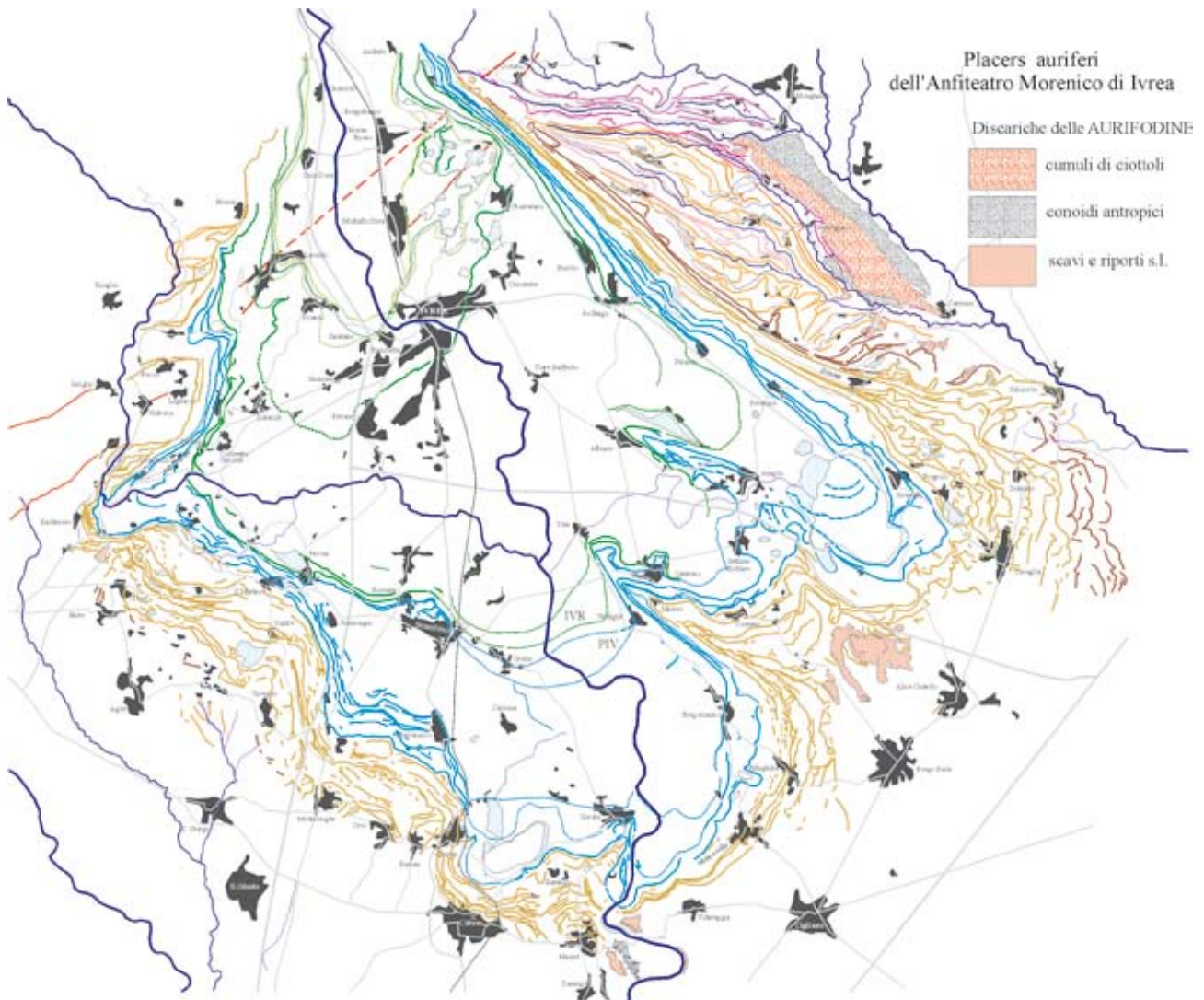


Fig. 56. Carta della distribuzione dei placer auriferi sfruttati al margine esterno dell'anfiteatro, siti allo sbocco degli sfioratori glaciali. Le creste delle morene sono indicate da linee diversamente colorate a seconda dell'unità di appartenenza (tra cui beige per l'Af. della Serra, azzurro per l'Af. di Piverone e verde per l'Af di Ivrea). Sono indicati anche i comuni e le principali vie di comunicazione.

¹¹⁰ Giacomo CALLERI, *La Bessa. Documentazione sulle aurifodinae romane nel territorio biellese*. Tip. Unione Biellese, 1985, pp. 200, Biella.

¹¹¹ Filippo M. GAMBARI, *Bessa - Nuove scoperte sulle Aurifodinae romane*, Piemonte Parchi, 80, agosto 1998.

Le più notevoli sono le «aurifodine» della Bessa, ricordate da Plinio il Vecchio e da Strabone, con discariche di miniera a cumuli di ciottoli (Fig. 57) e a conoidi antropici di estensione plurichilometrica (circa 10 km², sommando anche i siti minori circostanti). Le sue discariche costituiscono il prodotto di un'attività mineraria tra le più notevoli e meglio conservate del mondo antico e, più in generale, una «testimonianza imponente del lavoro umano»¹¹².



Fig. 57. Aspetto delle discariche a cumuli di ciottoli delle aurifodine della Bessa, nel settore settentrionale del terrazzo, presso il cosiddetto «Castelliere di Mongrando». Questo tipo di discarica mineraria, particolarmente ben affiorante nel settore centrale (Vermogno), riveste con spessori metrici i circa 4 km² della superficie del terrazzo superiore.

I vari *placers* sono stati suddivisi per unità geologica di appartenenza e per evoluzione (*placers* monofasici e polifasici), legati a scaricatore (Bessa) oppure a sfioratore fluvioglaciale (tutti gli altri); come miniere si differenziano in coltivazioni tramite canali d'acqua corrente, ulteriormente distinte in aurifodine a cantieri separati (Bessa, Mazzè, Fig. 58) o aurifodine a cantiere unico ed omogeneo con canali paralleli e ravvicinati (Barraccone di Villareggia (Fig. 59); e quelle sfruttate tramite semplice scavo, senza utilizzo di canalizzazioni evidenti (Villareggia, Fig. 60, Areglio, Ronchi di Baldissero-Torre Canavese ed altre minori).

¹¹² L. MANINO, *Oro e orificerie nel mondo antico*, Atti del Convegno «Il Parco Naturale Archeologico della Bessa, situazione, problemi, proposte d'intervento, Vercelli, 3 nov. 1979, Vercelli, 1980.

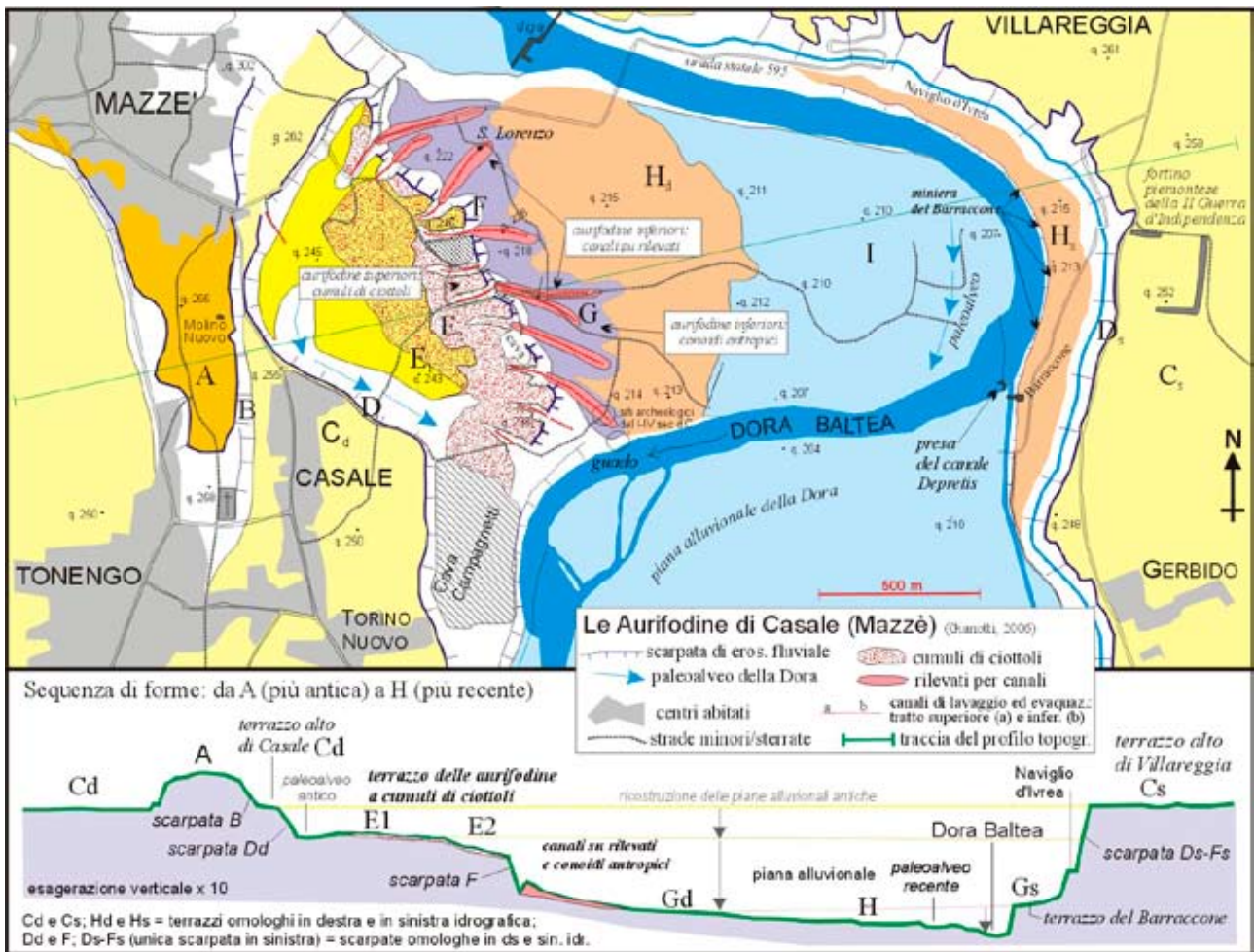


Fig. 58. Schema geologico-minerario delle aurifodine di Mazzè, allo sbocco dello sfioratore della Dora Baltea. Da notare, nella parte inferiore delle miniere, la singolare la successione di rilevati antropici canalizzati, perfettamente conservati (da Gianotti, 2006).



Fig. 59. Lo spettacolare affioramento, lungo circa 200 m, immediatamente a monte della presa del canale Jervis in comune di Villareggia (località Barraccone), suggerisce la presenza di probabili aurifodine. Nella parte superiore di una scarpata di terrazzo, direttamente sull'alveo della Dora Baltea, affiora un corpo di interesse archeologico, con spessore di circa 2 m, costituito da una serie ininterrotta di muretti di ciottoloni a secco affioranti in sezione, inglobati in ghiaia sabbiosa medio-fine stratificata, poggiante su depositi fluviali. La sua espressione morfologica è la sommità pianeggiante e regolare del terrazzo, sede di campi arati ed apparentemente del tutto priva di cumuli di ciottoli.



Fig. 60. Aspetto della superficie delle aurifodine di Villareggia sospeso sul fianco sinistro della forra di Mazze. La presenza di sole buche e cumuli e non di fossati indica un sistema di coltivazione mineraria in cui non si faceva uso di acqua corrente canalizzata.

8. Conclusioni

Tramite i dati desunti dallo studio dei suoli superficiali, nell'AMI si sono distinti 5 gruppi di cerchie, ognuno riferibile ad una o più glaciazioni. Tramite l'analisi di facies sulle sequenze di depositi sepolti, affioranti nelle incisioni, si sono ulteriormente distinte altre unità sedimentarie, raggiungendo un totale di 10 raggruppamenti di depositi e cerchie moreniche (alloformazioni), collegabili a 10 distinte glaciazioni o episodi glaciali.

Ne è risultata fondamentale un'ulteriore suddivisione dei tre grandi gruppi istituiti in precedenza da Carraro¹¹³ su base morfostratigrafica e pedostratigrafica.

Il Gruppo di San Michele-Borgo, il più antico dei tre, è stato quello da cui si sono risolti un gran numero di unità di rango inferiore, le alloformazioni, corrispondenti a distinti episodi glaciali ed interglaciali/interstadiali e cronologicamente riferibili all'intervallo compreso tra la fine del Pleistocene inferiore e la parte bassa del Pleistocene medio: il gruppo è stato infatti suddiviso in 6 alloformazioni legate a singole glaciazioni (Mongrando, Bornasco, Montino, Zubiena, Parogno e Torrazzo), separate da alloformazioni (Sorgente Sulfurea e C.na Gianetto) o da suoli sepolti (Bosa e C.na Comunità) entrambi legati ad episodi interglaciali s.l.

Nel Gruppo della Serra d'Ivrea si sono potute distinguere tre alloformazioni (Magnano, Serra e Piverone), pure legate a distinti episodi glaciali: l'Alloformazione di Magnano, più esterna, è stata separata dall'Alloformazione della Serra su base pedostratigrafica; da quest'ultima è stata separata, su base geologica, l'Unità di Piverone, la più interna del gruppo.

Il Gruppo di Bollengo-Albiano, corrispondente all'ultimo episodio glaciale (correlabile al LGM globale+ Tardoglaciale) e ridenominato Alloformazione di Ivrea, è stato invece suddiviso nel dettaglio in una successione di 12 *sub*-unità morfostratigrafiche (qui definite allomembri), riferibili ai vari stadi di stazionamento cataglaciale: in anfiteatro sono gli allomembri di Andrate (stadio di massima espansione), Quintas, Pavone, Bienca, Prà San Pietro e Germano; in valle sono i successivi allomembri di Torredaniele, Bard, Chambave, Saint Pierre, Courmayeur e Planpincieux.

Inoltre l'AMI si può differenziare in tre grandi pedo-gruppi, in base all'indice *hue* di colore Mansell dei suoli che si sviluppano sulle unità: *hue* 2,5YR per le alloformazioni di Mongrando, Bornasco, Montino e Zubiena (pedogruppo A); *hue* 5YR per le alloformazioni di Parogno e Torrazzo (pedogruppo B); *hue* 7,5YR per le alloformazioni di Magnano, Serra, Piverone e Ivrea (pedogruppo C). Il pedogruppo meno evoluto si può ancora suddividere in pedunità (C1: Magnano; C2: Serra e Piverone; C3: Ivrea) sulla base dei caratteri di alterazione dell'orizzonte B e del *subsolum*.

Infine si possono proporre delle correlazioni tra le alloformazioni di depositi riconosciute nell'AMI, per loro natura discontinue, incomplete e di valore locale, con la successione delle glaciazioni fornita dalla stratigrafia isotopica oceanica, assai più continua, completa e di valore globale (Fig. 61). A questo fine però occorrerà procedere allo studio di dettaglio, in particolare palinologico e paleomagnetico, dei singoli livelli interglaciali rinvenuti.

¹¹³ CARRARO, 1992, op. cit.

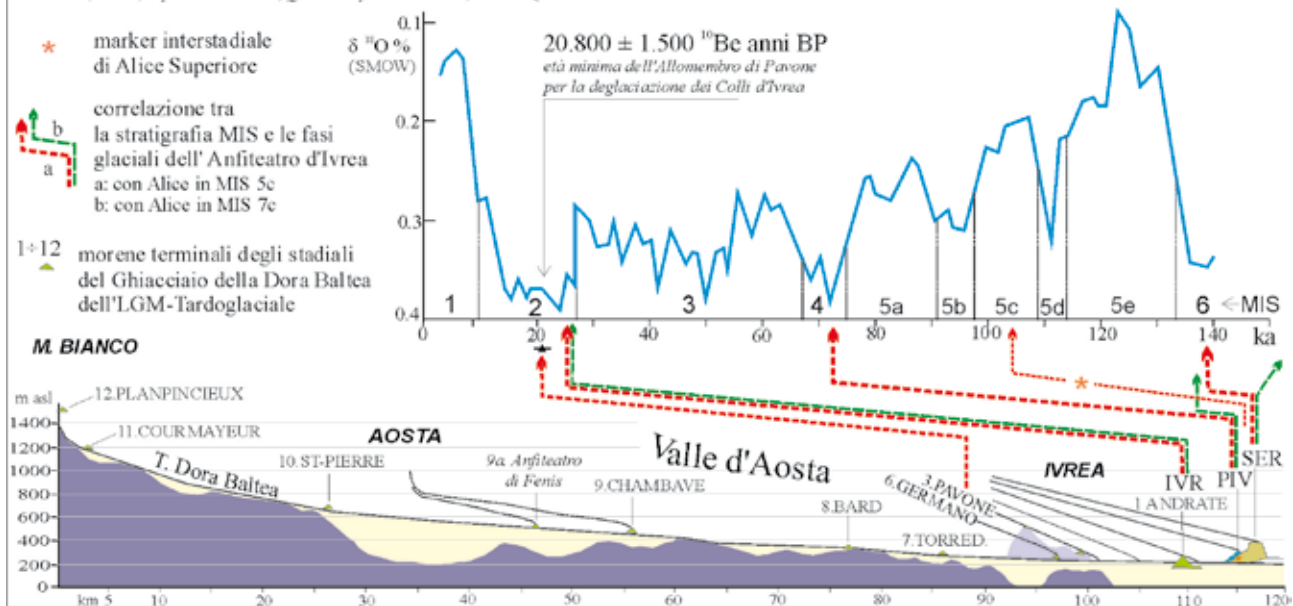


Fig. 61. Correlazione tra la stratigrafia isotopica marina (stadiali e interstadiali MIS) e la successione delle glaciazioni riconosciuta nell'Anfiteatro d'Ivrea. Due differenti interpretazioni sono proposte per le alloformazioni di Piverone e della Serra, a seconda della diversa collocazione stratigrafica dell'unità di clima "temperato" delle torbe di Alice Superiore. Invece la correlazione al MIS2 dell'Alloformazione di Ivrea può considerarsi certa.

In basso il profilo longitudinale semplificato del bacino della Dora Baltea evidenzia la serie delle conche di sovraescavazione glaciale nel fondovalle e la successione degli apparati morenici di ritiro dell'ultima glaciazione (da Gianotti *et al.*, *Quat. Int.*, Vol. SEQS 2006, in stampa).