

Zeitschrift: Memorie / Società ticinese di scienze naturali, Museo cantonale di storia naturale
Herausgeber: Società ticinese di scienze naturali ; Museo cantonale di storia naturale
Band: 10 (2009)

Artikel: Le Alpi Bleniesi : storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico
Autor: Scapozza, Cristian / Fontana, Georgia / Lambiet, Christoph / Reynard, Emmanuel
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-981695>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 24.11.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>



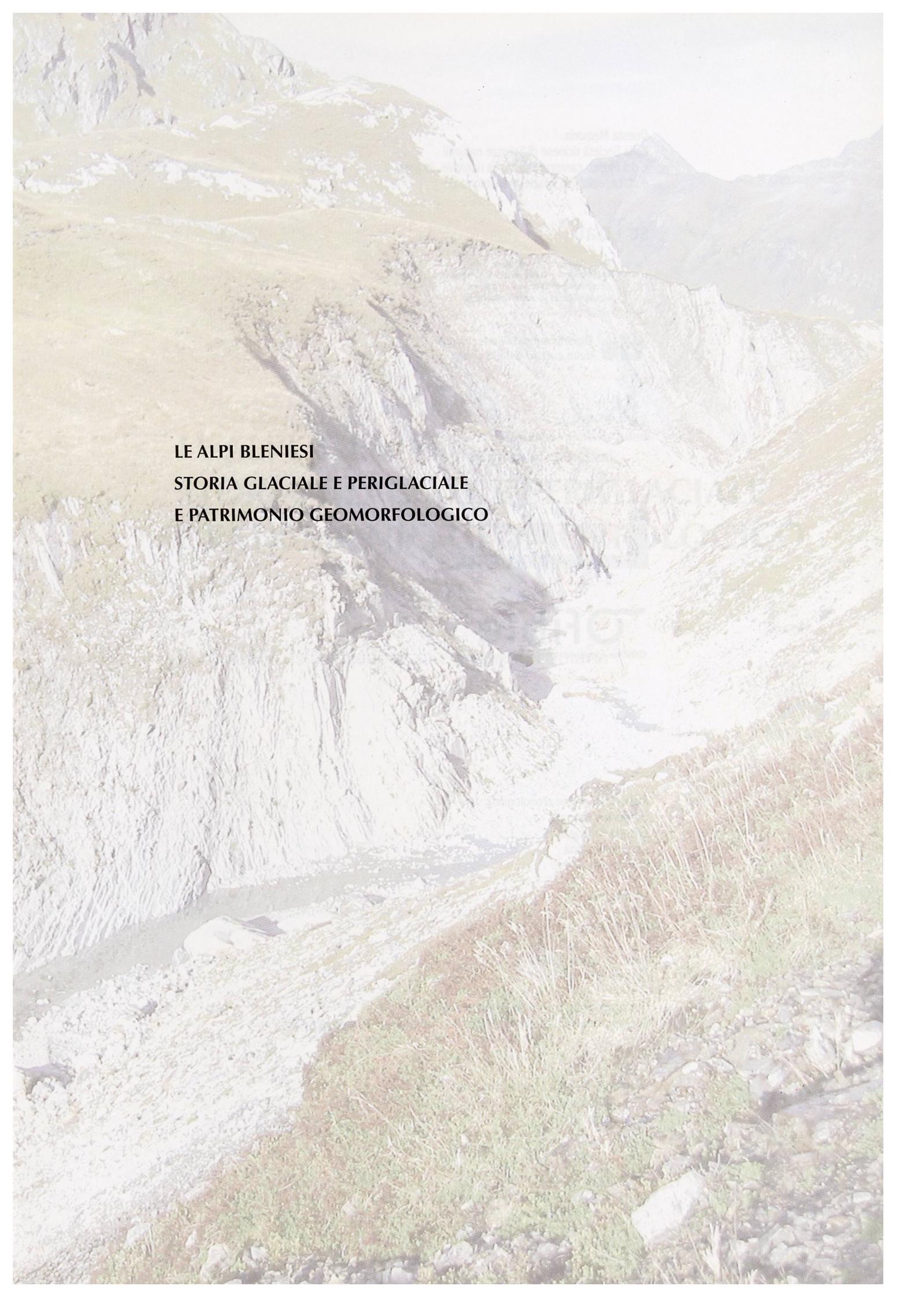
MEMORIE

**LE ALPI BLENIESI
STORIA GLACIALE E PERIGLACIALE
E PATRIMONIO GEOMORFOLOGICO**

A cura di Cristian Scapozza e Georgia Fontana

VOLUME 10, 2009

Museo
cantonale
di storia
naturale

A photograph of a mountain valley. In the foreground, there is a rocky slope with sparse, dry-looking vegetation. A river flows through the center of the valley, surrounded by a wide, light-colored gravel bar. The riverbanks are steep and rocky. In the background, more mountain peaks are visible under a clear sky. The overall scene is a typical alpine landscape.

**LE ALPI BLENIESI
STORIA GLACIALE E PERIGLACIALE
E PATRIMONIO GEOMORFOLOGICO**

Questa Memoria
della Società ticinese di Scienze naturali
e del Museo cantonale di storia naturale, Lugano,
è stata realizzata grazie al sostegno di:

sc | nat 

Swiss Academy of Sciences
Akademie der Naturwissenschaften
Accademia di scienze naturali
Académie des sciences naturelles

 Dipartimento dell'educazione
della cultura e dello sport


UNIL | Université de Lausanne
Institut de géographie


Banca Raiffeisen Olivone


Officine Idroelettriche di Blenio sa

Autori (in ordine cronologico):

*Emmanuel Reynard
Cristian Scapozza
Georgia Fontana
Christophe Lambiel*

Immagini:

*Autori
Altre fonti citate*

Foto di copertina:

Georgia Fontana

Carta geomorfologica in ultima pagina:

Georgia Fontana, Cristian Scapozza. Simon Martin ed Emmanuel Reynard

Indirizzo degli autori principali:

*L'Ere di Canovo 8
6702 Claro*

ISSN: 1421 - 5586

© 2009 - Società ticinese di Scienze naturali, Lugano
Museo cantonale di storia naturale, Lugano

**LE ALPI BLENIESI
STORIA GLACIALE E PERIGLACIALE
E PATRIMONIO GEOMORFOLOGICO**

A cura di Cristian Scapozza e Georgia Fontana

SOMMARIO

6	Ringraziamenti	
7	Prefazione	
8	Introduzione	
10	Parte 1 – LE ALPI BLENIESI	
11	1.1	Caratteristiche geografiche
11	1.1.1	Il mito del <i>Mons Aduelas</i>
11	1.1.2	Situazione geografica
12	1.2	Le condizioni strutturali
12	1.2.1	Introduzione
12	1.2.2	Unità tettoniche e petrografia
15	1.2.3	Le Alpi Bleniesi nel contesto dell'orogenesi alpina
17	1.2.4	Geologia del Quaternario
19	1.3	Le condizioni climatiche
19	1.3.1	Caratteristiche generali
19	1.3.2	Precipitazioni e temperature in altitudine
22	Parte 2 – LA STORIA GLACIALE E PERIGLACIALE	
23	2.1	Aspetti teorici e metodi di studio
23	2.1.1	Metodi di studio generali della geomorfologia
24	2.1.2	Metodi di ricostruzione degli stadi glaciali
27	2.1.3	L'ambiente periglaciale alpino
32	2.2	La storia glaciale e periglaciale
32	2.2.1	Storia delle ricerche sul Quaternario recente in Ticino
32	2.2.2	L'Ultimo Massimo Glaciale (UMG)
34	2.2.3	Il Tardiglaciale: generalità e definizione dello stadio di Biasca
37	2.2.4	Gli stadi glaciali nel massiccio della Cima di Gana Bianca
43	2.2.5	Gli stadi glaciali nella regione della Greina
47	2.2.6	Paleogeografia delle Alpi Bleniesi durante il Tardiglaciale
53	2.2.7	L'Olocene: generalità e ritiro glaciale dalla Piccola Era Glaciale
59	2.3	La ripartizione del permafrost
59	2.3.1	Introduzione e metodologia
60	2.3.2	Catasto dei rock glaciers delle Alpi Bleniesi
63	2.3.3	Rock glaciers e ripartizione del permafrost discontinuo
68	2.3.4	Sintesi
69	2.4	Conclusioni: evoluzione della criosfera delle Alpi Bleniesi
69	2.4.1	Evoluzione negli ultimi 15'000 anni
89	2.4.2	Evoluzione futura

72	Parte 3 – IL PATRIMONIO GEOMORFOLOGICO
73	3.1 Aspetti teorici e metodi di studio
73	3.1.1 Introduzione
73	3.1.2 Concetti di base
74	3.1.3 Metodi di studio
75	3.1.4 Misure di gestione in Svizzera e in Ticino
78	3.2 Il patrimonio geomorfologico della Valle di Blenio
78	3.2.1 Introduzione
78	3.2.2 Geomorfositi
78	3.2.3 Misure di gestione
82	3.3 Il patrimonio geomorfologico della regione della Greina
82	3.3.1 Introduzione
82	3.3.2 Caratteristiche geografiche
82	3.3.3 Geomorfologia
87	3.3.4 Morfogenesi
88	3.3.5 Paesaggio geomorfologico
96	3.3.6 Geomorfositi
96	3.3.7 Misure di gestione
97	3.4. Conclusioni
98	Bibliografia
107	Fotografie

Abbreviazioni:

AAR	<i>Accumulation Area Ratio</i> (in un ghiacciaio, definisce il rapporto tra la superficie di accumulazione e la superficie totale)
BP	<i>Before Present</i> (con il presente che, per convenzione, è considerato il 1950)
DLEG	Depressione della Linea di Equilibrio dei Ghiacciai
DP	Depressione del Permafrost
IGUL	Istituto di Geografia dell'Università di Losanna
IFP	Inventario federale dei paesaggi, siti e monumenti naturali di importanza nazionale
InSAR	<i>Space-borne synthetic aperture Radar Interferometry</i> (interferometria radar da satellite)
IP	Inventario federale delle paludi di importanza nazionale
ITA	Inventario federale delle torbiere alte e delle torbiere di transizione di importanza nazionale
IZG	Inventario federale delle zone golenali di importanza nazionale
Izp	Inventario federale delle zone palustri di particolare bellezza e di importanza nazionale
LEG	Linea di Equilibrio dei Ghiacciai
LPAmb	Legge federale del 7 ottobre 1983 sulla protezione dell'ambiente (RS 814.01)
LPN	Legge federale del 1° luglio 1966 sulla protezione della natura e del paesaggio (RS 451)
LPT	Legge federale del 22 giugno 1979 sulla pianificazione del territorio (RS 700)
LUF1	Legge federale del 22 dicembre 1916 sull'utilizzazione delle forze idriche (RS 721.80)
MAAT	<i>Mean Annual Air Temperature</i> (temperatura media annua dell'aria)
MAGST	<i>Mean Annual Ground Surface Temperature</i> (temperatura media annua della superficie del suolo)
MNA	Modello Numerico di Altitudine
PEG	Piccola Era Glaciale
RG	Rock Glacier
SIG	Sistema di Informazione Geografico
UFAM	Ufficio federale dell'ambiente
UMG	Ultimo Massimo Glaciale

RINGRAZIAMENTI

La realizzazione di questo volume ha beneficiato del supporto di numerose persone ed enti. Gli autori tengono a ringraziare di cuore tutte le persone che hanno dato il loro contributo sul terreno e nel corso della redazione di questa memoria.

Vorremmo ringraziare in particolare:

- la Società ticinese di Scienze naturali e il Museo cantonale di storia naturale, per l'interessamento che hanno dimostrato verso le nostre ricerche e per averci dato la possibilità di pubblicarle in un volume delle loro Memorie;
- Marco Antognini, del Museo Cantonale di storia naturale, per aver coordinato la realizzazione di questo volume e per la rilettura critica del manoscritto;
- Fosco Spinedi, di MeteoSvizzera Locarno-Monti, per il suo contributo all'impaginazione e all'edizione di questo volume;
- l'Istituto di Geografia dell'Università di Losanna, per il sostegno logistico e finanziario alla realizzazione di questo volume;
- il Professor Emmanuel Reynard e il Dottor Christophe Lambiel, dell'Istituto di Geografia dell'Università di Losanna, e il Dottor Pierre Gex, dell'Istituto di Geofisica dell'Università di Losanna, per aver supervisionato le nostre ricerche e per l'apporto nella realizzazione di questo progetto;
- tutti gli sponsor che hanno contribuito alla realizzazione di questa Memoria, in particolare la Banca Raiffeisen di Olivone per il sostanzioso aiuto finanziario.

Cristian Scapozza e Georgia Fontana

Così questo paese ho creduto per molto tempo che fosse tutto il mondo. Adesso che il mondo l'ho visto davvero e so che è fatto di tanti piccoli paesi, non so se da ragazzo mi sbagliavo poi di molto. Un paese vuol dire non essere soli, sapere che nella gente, nelle piante, nella terra c'è qualcosa di tuo, che anche quando non ci sei resta ad aspettarti.

Cesare Pavese, *La luna e i falò*, 1950

PREFAZIONE

di Marco Antognini, Museo cantonale di storia naturale, Lugano

Il dibattito relativo al riscaldamento globale del pianeta Terra ha da tempo abbandonato la stretta cerchia degli addetti ai lavori (in particolare climatologi e meteorologi) ed è diventato un tema di grande attualità a tutti i livelli. L'assegnazione del premio Nobel per la pace 2007 all'IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) sembra quasi voler suggellare l'importanza cruciale del cambiamento climatico per il futuro della nostra civiltà. Le implicazioni sociali ed economiche del riscaldamento globale sono tali da giustificare pienamente l'ampio scambio di vedute che quasi quotidianamente affolla i mezzi di comunicazione. Tutto ciò ha fornito un forte impulso alla ricerca scientifica, che si è indirizzata in particolare verso un'accurata analisi del recente passato della Terra per verificare l'esistenza o meno di simili fasi di riscaldamento, delle loro cause e dei loro effetti.

Il contesto alpino, a più riprese interessato da importanti glaciazioni, rappresenta uno straordinario laboratorio naturale per lo studio della storia recente del clima. L'evidente ritiro dei ghiacciai osservato negli ultimi decenni ha sicuramente contribuito a sensibilizzare il grande pubblico alla problematica del riscaldamento climatico.

Una bella pubblicazione curata dall'Ufficio cantonale di statistica (VALEGGIA *et al.* 2006) fornisce un quadro completo degli attuali ghiacciai ticinesi e della loro evoluzione recente. Le misurazioni delle variazioni frontali, iniziate negli ultimi anni del diciannovesimo secolo, confermano anche alle nostre latitudini la generale tendenza al ritiro dei ghiacciai.

La presente «Memoria» amplia la prospettiva della storia glaciale di una porzione del territorio cantonale (le Alpi Bleniesi) lungo un arco temporale più esteso che arriva ad abbracciare gli ultimi 20'000 anni. Il lavoro di Georgia Fontana e Cristian Scapozza si basa su una scrupolosa indagine dell'ambiente glaciale e periglaciale (cioè le zone sottoposte all'azione morfogenetica del ghiaccio al suolo e nel sottosuolo), con un approccio multidisciplinare encomiabile. Dalla cartografia all'interferometria radar da satellite passando per la sedimentologia dei depositi superficiali, il territorio viene in un certo senso «radiografato» ed ogni elemento è interpretato e inserito nel contesto cronologico. L'obiettivo è quindi quello di ricostruire

l'evoluzione del paesaggio, inserendo in uno schema coerente i continui cambiamenti che ne determinano man mano la forma. L'azione modellatrice dei ghiacciai si manifesta a più riprese come il principale processo geomorfologico. Nel loro lavoro, Fontana e Scapozza si soffermano su due elementi dell'ambiente periglaciale (i rock glaciers e il permafrost) finora praticamente mai studiati in dettaglio in Ticino. Un rock glacier (in italiano «ghiacciaio roccioso») è un insieme di frammenti di roccia di svariate dimensioni e ghiaccio che fluisce verso valle grazie alla deformazione del ghiaccio in esso contenuto. Nelle sole Alpi Bleniesi ne sono stati individuati 77 ed è auspicabile che questo primo inventario possa in futuro essere esteso anche al resto del territorio cantonale. Il permafrost è invece una qualsiasi porzione della litosfera la cui temperatura resta al di sotto degli 0°C durante più di un anno. Anche in questo caso la presente pubblicazione fornisce preziose indicazioni sulla storia recente di questo «orizzonte ghiacciato» molto meno appariscente rispetto a un ghiacciaio ma il cui disgelo costituisce una potenziale minaccia per la stabilità dei pendii.

Parallelamente allo studio della genesi e dell'evoluzione recente delle forme del rilievo delle Alpi Bleniesi, gli Autori dedicano ampio spazio al tema della percezione del paesaggio da parte dell'uomo, sviluppando così la nozione di patrimonio geomorfologico.

Un termine, quello di patrimonio, attribuito solitamente ad un'entità le cui peculiarità hanno valore per la comunità. Il paesaggio può essere considerato come un bene e quindi essere degno di protezione. Esso è parte del patrimonio naturale e andrebbe conservato e trasmesso alle generazioni future. Nell'impossibilità di rendere l'intero territorio «zona protetta», ecco che vanno individuati i luoghi più rappresentativi per la comprensione della storia geologica di una regione (detti geotopi o geositi) e il cui valore ne giustifica la protezione.

Nella presente «Memoria» vengono così censiti 20 geomorfositi (nei quali prevale dunque l'aspetto geomorfologico) nella Valle di Blenio, mentre altri 12 sono stati identificati nella regione della Greina. A questa suggestiva regione è dedicato l'ultimo capitolo di approfondimento come pure l'allegata carta geomorfologica di dettaglio.

INTRODUZIONE – PER UNA MIGLIORE CONOSCENZA DELLA GEOMORFOLOGIA

di Emmanuel Reynard, Istituto di Geografia dell'Università di Losanna

Spesso confusa con la geologia, la geomorfologia è una disciplina scientifica poco conosciuta (REYNARD *et al.* 2001, TOOTH 2009) benché i suoi risultati e metodi siano di primordiale interesse in vari campi della ricerca attuale, quali per esempio i cambiamenti climatici o lo studio della biodiversità. «Scienza delle forme del rilievo», la geomorfologia studia come le forme del rilievo, che molto spesso formano lo scheletro dei paesaggi, sono nate e si sono trasformate nel corso del tempo. Il compito principale del geomorfologo è di capire quali sono i processi responsabili della formazione e dell'evoluzione delle forme del rilievo che sono osservate nell'ambiente, ciò che gli specialisti chiamano la **morfogenesi**. Detto in altre parole, il geomorfologo si occupa principalmente dello studio dei meccanismi di erosione, vale a dire dell'evoluzione dei rilievi.

La prima tappa di qualsiasi analisi geomorfologica sarà dunque di descrivere queste forme usando un vocabolario adeguato. L'analisi dell'origine delle forme prende generalmente in considerazione tre gruppi di fattori principali (figura 0.1): endogeni, esogeni e antropici.

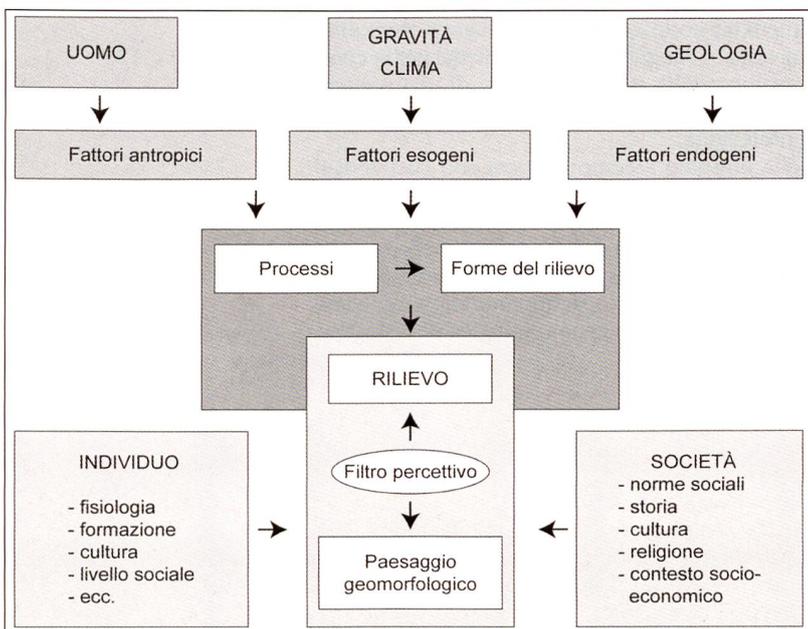
I fattori endogeni concernono la cosiddetta struttura geologica, che comprende tanto le componenti litologiche (tipo di roccia) quanto le deformazioni tettoniche che hanno modificato le rocce (metamorfismo, creazione di pieghe, di faglie, ecc.). A causa delle variazioni litologiche e tettoniche, le rocce non reagiscono tutte allo stesso modo ai processi di erosione. I calcari sono molto sensibili ai meccanismi di dissoluzione contrariamente alle rocce silicee. Gli scisti, impermeabili, sono sensibili all'erosione regressiva idrica, contrariamente alle areniti, rocce porose

che favoriscono l'infiltrazione delle acque. La presenza di una faglia o di una piega provoca la formazione di fratture nella roccia, che sarà più sensibile all'erosione delle zone non deformate, ecc. Tutti questi fattori creano una variazione della sensibilità all'erosione che viene definita **erosione differenziale**, vale a dire un'erosione la cui intensità sarà differente secondo le condizioni strutturali. Tuttavia, l'erosione non dipende solo dalle caratteristiche geologiche, ma anche, e forse soprattutto, da fattori detti esogeni: la gravità e il clima. La prima implica che tutti i corpi sono attratti verso valle, il che favorisce i trasferimenti sedimentari dall'alto verso il basso. Il secondo provoca variazioni dell'erosione secondo le condizioni climatiche. L'effetto erosivo di un fiume mediterraneo, caratterizzato da ampie e brusche variazioni della portata, sarà molto differente dell'erosione dei fiumi situati in regioni dal clima oceanico. In uno stesso luogo, il ruolo dei diversi processi attivi nella morfogenesi varia nel corso del tempo secondo le variazioni climatiche, ecc. Infine, anche l'Uomo gioca un certo ruolo nella morfogenesi, sia direttamente sia in modo indiretto. L'Uomo può modificare certe forme del rilievo (terrazzamenti, creazione di cave, distruzione di forme, creazione di nuove forme, per esempio per stoccare dei detriti di cantiere, ecc.).

La combinazione di questi tre gruppi di fattori permette di capire i meccanismi che sono alla base della formazione e dell'evoluzione del rilievo. La semplice osservazione è tuttavia spesso insufficiente per capire l'intensità e i ritmi dei processi di erosione. Una tale comprensione necessita il ricorso a vari metodi e misure (geofisica, misure climatiche, idrologiche, ecc.) raggruppati sotto il nome di **geomorfologia dinamica**. Questo approccio permette non solo di descrivere le forme e i processi, ma anche di quantificare i cambiamenti.

Le forme del rilievo, che caratterizzano la superficie terrestre, vengono messe molto spesso in relazione con le attività umane. Le relazioni reciproche concernono tanto l'impatto delle attività umane sulla geomorfologia (modificazioni antropiche del rilievo) quanto il ruolo del contesto geomorfologico sullo sviluppo umano. In questo senso, si può considerare che la geomorfologia sia tanto una delle discipline delle scienze della Terra (in quanto cerca di ricostruire una parte della storia della Terra), quanto una disciplina geografica (in quanto studia gli effetti spaziali dei processi naturali sulle società umane e viceversa). Queste interrelazioni implicano di tener conto dei fenomeni di percezione del rilievo e dei processi geomorfologici da parte delle persone e delle società umane. In questo senso, le forme del rilievo non sono solo puri oggetti naturali, ma anche elementi importanti del paesaggio e del patrimonio naturale. Sappiamo che nel concetto di paesaggio inter-

Figura 0.1 – I tre gruppi di fattori principali nell'analisi delle forme del rilievo.



vengono tanto una componente obiettiva, formata dalla complessa organizzazione di elementi abiotici (minerali), biotici ed antropici, quanto una componente soggettiva, dipendente da diversi fattori umani, sia individuali, sia sociali. Il rilievo può dunque essere considerato come la parte morfologica del paesaggio, ciò che abbiamo definito come il «paesaggio geomorfologico» (REYNARD 2005a, b). Tutto il nuovo campo di ricerca sui geomorfositi (vedi REYNARD *et al.* 2009), cioè le forme del rilievo che hanno un certo valore – scientifico, ecologico, culturale, estetico, economico – per le società umane, è basato su questa doppia caratteristica – obiettiva e soggettiva – delle forme del rilievo.

La geomorfologia è stata storicamente un campo di ricerca privilegiato dell'Istituto di Geografia all'Università di Losanna (WINISTÖRFER & REYNARD 2003). Gli studi si sono concentrati fino alla fine degli anni '80 soprattutto sulla ricostituzione della paleogeografia glaciale delle valli alpine e sono stati progressivamente sostituiti da lavori riguardanti l'ambiente periglaciale (LAMBIEL 2006), quali la modellazione della ripartizione del permafrost, lo studio del regime termico dei terreni caratterizzati dalla presenza di permafrost – in particolare le falde detritiche –, lo studio della dinamica di questi terreni e il monitoraggio del permafrost su scala svizzera, basato su una rete di perforazioni e di siti di studio di cui l'Istituto di Geografia (IGUL) assicura parzialmente il seguito. Nel 2005, i ricercatori attivi nel campo della geografia fisica dell'Università di Losanna si sono organizzati in un «Gruppo di ricerca in geografia alpina» e, nel 2006, le ricerche sono state riunite in due settori principali: la geomorfologia dinamica di montagna e gli studi sul paesaggio e la geoconservazione. In questo senso, il nostro gruppo di ricerca rimane attivo in entrambi gli approcci principali

della geomorfologia: l'approccio legato alle forme (approccio paesaggistico) e lo studio e la quantificazione dei processi (geomorfologia dinamica). Da un punto di vista metodologico vengono privilegiati i lavori di terreno e i metodi che gli sono associati (cartografia, metodi geofisici, inventari).

Questo libro vuole essere un volume sulla geomorfologia regionale della Valle di Blenio. È perfettamente rappresentativo delle vie di ricerca sviluppate attualmente all'Istituto di Geografia dell'Università di Losanna. La ricerca di base è stata effettuata nell'ambito di due lavori di master (FONTANA 2008, SCAPOZZA 2008) e ampliata da rilevamenti specifici per la preparazione di questo libro.

Dopo una parte introduttiva, che presenta i principali elementi contestuali (clima, geologia, ecc.) che permettono di capire i principali fattori che influenzano la morfogenesi regionale, il libro è poi diviso in due parti principali: una ricostruzione della morfogenesi regionale, che mette l'accento sul ruolo dei processi legati alla criosfera (ghiacciai, permafrost) e sulle ricostituzioni paleogeografiche, e un'analisi esaustiva del patrimonio geomorfologico della Valle di Blenio.

L'ambizione degli autori era di colmare una lacuna di conoscenza sulla geomorfologia della Valle di Blenio, una regione nella quale la conoscenza della geomorfologia regionale è importante tanto per gli studi climatici – il Sud delle Alpi ha un clima molto differente dalle altre regioni svizzere, ciò che ha delle conseguenze importanti sulla morfogenesi – quanto per gli studi sul patrimonio, la protezione della natura e il paesaggio. Speriamo che questo contributo permetta di capire meglio i processi passati e naturali per meglio anticipare i cambiamenti futuri e lo sviluppo di questa bella valle alpina.

Foto 0.1 – Panorama del versante settentrionale del gruppo dello Scopi e del Piz Medel visto dall'imbocco della Val Cadlimo (foto C. Scapozza).





1 – LE ALPI BLENIESI

Cristian Scapozza e Georgia Fontana, Istituto di Geografia dell'Università di Losanna



1.1 CARATTERISTICHE GEOGRAFICHE

1.1.1 IL MITO DEL MONS ADUELAS

Il geografo greco Strabone, nel 20 d.C., aveva definito come *Mons Aduelas* tutto il settore delle Alpi Lepontine compreso tra la regione delle sorgenti del Reno e del Ticino (compreso il Brenno) (WIDMER & SIEGWART 1973, VALSECCHI 2000), vale a dire la regione che, attualmente, si situa tra il Passo della Novena e quello dello Spluga, con i principali colli che collegano il Nord e il Sud delle Alpi. Secondo le ricerche storiografiche recenti, la zona centrale del *Mons Aduelas* si situava probabilmente nell'attuale regione del Passo della Greina (WIDMER & SIEGWART 1973). Durante il XV e il XVI secolo, alcuni umanisti che volevano scoprire il *Mons Aduelas*, invece di cercare un colle, sono partiti alla ricerca di un'imponente montagna. Per questa ragione, si pensa, il gruppo di montagne situato nella parte orientale della Valle di Blenio porta oggi il nome di massiccio dell'Adula. Questo contributo, poiché considera la regione che, dal Passo del Lucomagno, va verso il massiccio dell'Adula passando dalla regione della Greina, si iscrive quindi nella corrente che, con Pater Placidus a Spescha nel XVII secolo (MÜLLER 1974), Luigi Lavizzari nel XIX secolo (LAVIZZARI 1988) e Carlo Taddei nel XX secolo (TADDEI 1937), ha studiato gli ambienti naturali di montagna del *Mons Aduelas*.

1.1.2 SITUAZIONE GEOGRAFICA

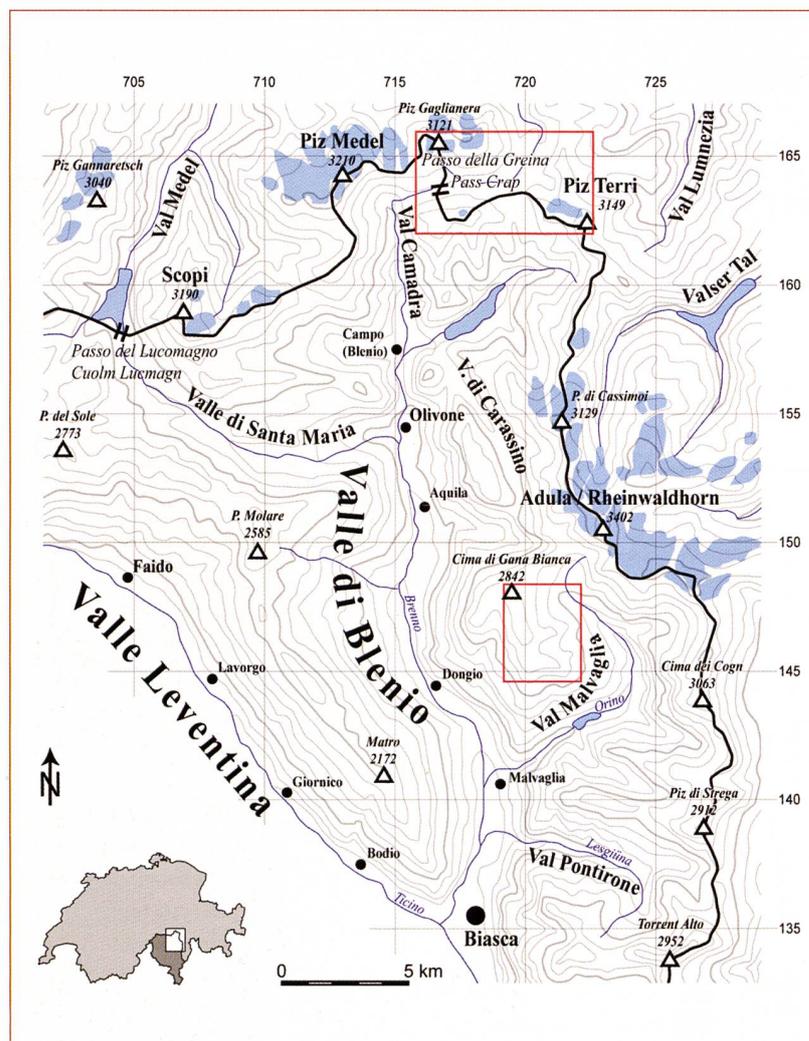
Le Alpi Bleniesi si situano nella parte nord-orientale del Cantone Ticino e comprendono la Valle di Blenio con le sue valli laterali (Valle di Santa Maria, Valle Camadra, Val di Carassino e Val Malvaglia) e la Val Pontirone (figura 1.1). Nel presente studio, le Alpi Bleniesi non sono state considerate secondo la loro delimitazione politica (Cantone Ticino), ma piuttosto in base a un criterio di continuità geografica. Per questa ragione, sono state considerate anche la Val Cadlimo e la Val Termine, situate all'ovest del Passo del Lucomagno, la parte superiore della Val Medel, e la parte grigionese della regione della Greina.

Da un punto di vista orografico, le Alpi Bleniesi sono costituite da tre massicci principali. Il primo, che delimita la regione a nord, è costituito dalle montagne situate tra il Passo del Lucomagno e il Passo della Greina, e comprende il gruppo dello Scopi (3190 m slm) e del Piz Medel (3210 m slm). Il secondo massiccio è costituito dal complesso di cime della regione dell'Adula/Rheinwaldhorn, e si sviluppa in direzione nord-sud per circa 35 km tra il Piz Terri (3149 m slm) e il Pizzo di Claro (2720 m slm). Il punto culminante è l'Adula/Rheinwaldhorn che, con i suoi 3402 m di altitudine, è la cima più alta del Cantone Ticino. Il terzo massiccio è quello della Cima di Gana Bianca (2842 m slm), situato tra la Valle di Blenio e la Val

Malvaglia, che costituisce un prolungamento in direzione sud-ovest del grande massiccio dell'Adula/Rheinwaldhorn. Si possono ancora segnalare due massicci secondari. Il primo, che funge da spartiacque tra la Valle di Blenio e la Valle Leventina, si sviluppa tra il Pizzo del Sole (2773 m slm) e il Matro (2172 m slm), mentre il secondo, costituito dal gruppo della Colma, si situa tra la Valle di Blenio e la Val di Carassino, e ha un'altitudine massima di 2486 m slm.

La superficie delle Alpi Bleniesi è di circa 400 km², 180 dei quali situati sopra i 2000 m di altitudine. Fatta eccezione della parte superiore della Val Medel, drenata dal Rein da Medel, e della parte settentrionale della regione della Greina, drenata dal Rein da Sumvigt (entrambi affluenti del Reno Anteriore), la regione studiata comprende tutto il bacino imbrifero del Brenno, che è un affluente del Ticino. Per più ampie informazioni sulle montagne delle Alpi Bleniesi, possiamo segnalare le opere di BRENNI (1994) e di VALSECCHI (1998, 2000).

Figura 1.1 – Situazione geografica delle Alpi Bleniesi. I rettangoli rossi indicano la posizione della regione della Greina e del massiccio della Cima di Gana Bianca, che saranno studiati in dettaglio. Equidistanza delle curve di livello: 200 metri.

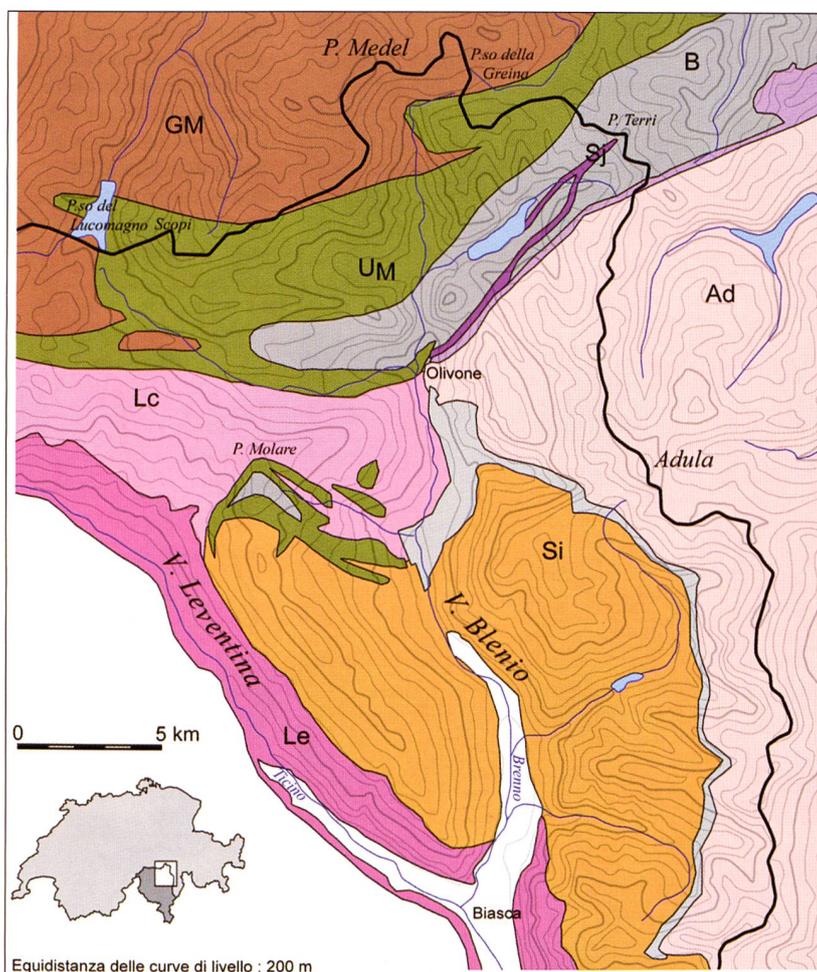


1.2 LE CONDIZIONI STRUTTURALI

1.2.1 INTRODUZIONE

Gli studi monografici concernenti la tettonica e la petrografia delle Alpi Bleniesi sono assai rari e, per la maggior parte, piuttosto datati (per esempio, ARGAND 1918, NIGGLI *et al.* 1936, BAUMER 1964). Da un punto di vista cartografico, nessun foglio dell'Atlante Geologico della Svizzera (1:25'000) è ancora stato compilato. Se facciamo eccezione dei documenti globali su scala svizzera (in particolare, SPICHER 1980, UFAEG 2005), le risorse cartografiche regionali datano degli anni '20/'30 (FRISCHKNECHT *et al.* 1923, PREISWERK *et al.* 1934). I

Figura 1.2 – Carta tettonica delle Alpi Bleniesi. Modificata e adattata in base a SPICHER (1980).



Quat.	□ Depositi alluvionali delle valli principali e sedimenti quaternari in generale	
Pennidico	Lepontino	Grigioni
	■ Mesozoico, soprattutto Grigionidi e Triassico	■ Ad Coltre dell'Adula
	■ Coltre di copertura indifferenziata	■ Coltre cristallina indifferenziata
	■ Si Coltre del Simano	■ Sj Coltre della Soja
	■ Le Coltre/gneiss della Leventina	■ Lc Coltre/gneiss del Lucomagno
Sud-elvet. s.s.	■ UM Copertura mesozoica del Massiccio del Gottardo	
	■ GM "Massiccio" del Gottardo	

dati concernenti la geologia delle Alpi Bleniesi hanno una doppia origine, secondo la scala spaziale considerata: da una parte, gli studi globali riguardanti l'intera Svizzera o il Cantone Ticino (per esempio, CASASOPRA 1942, TRÜMPY 1980, CAMPANA 1989, COTTI *et al.* 1990, LABARTH & DECROUEZ 1997), e d'altra parte, i numerosi studi geologici e petrografici locali le cui referenze sono state in parte riunite da COTTI *et al.* (1991). Attualmente, il documento di riferimento per la geologia delle Alpi Bleniesi (escluso il Massiccio del Gottardo) è la «Carta tettonica e petrografica delle Alpi Lepontine centrali» (BERGER & MERCOLLI 2006, BERGER *et al.* 2007).

1.2.2 UNITÀ TETTONICHE E PETROGRAFIA

Dal punto di vista tettonico, le Alpi Bleniesi comprendono due unità principali: il Massiccio del Gottardo con la sua copertura autoctona e parautoctona a nord e il complesso delle coltri penniniche inferiori a sud (figura 1.2). Le diverse unità tettoniche della regione, con una descrizione della loro stratigrafia e petrografia (figura 1.3), sono presentate qui di seguito.

Il sud-elvetico

Il Massiccio del Gottardo non costituisce una sola formazione, ma piuttosto un complesso di più unità tettoniche (COTTI *et al.* 1990). Nella letteratura geologica classica, il Massiccio del Gottardo è sempre stato considerato come un massiccio cristallino (e quindi appartenente all'Elvetico; vedi WINTERHALTER 1930, NIGGLI *et al.* 1936, BAUMER 1964, FREY 1967), alla stregua del massiccio dell'Aar o del Monte Bianco, anche se il termine di «coltre del Gottardo» non è sconosciuto (LABARTH & DECROUEZ 1997). TRÜMPY (1980), in effetti, è stato uno dei primi a descrivere il Massiccio del Gottardo come parte frontale di una falda di ricoprimento e ad associarlo quindi al Pennidico. Per differenziarlo dall'Elvetico *sensu strictu*, il «massiccio» del Gottardo con la sua copertura è stato associato all'Ultraelvetico con il termine di *sud-elvetico* (SPICHER 1980), o al Pennidico con il termine di *complesso sub-Pennidico* (MILNES 1974) o di *infraPennidico* (TRÜMPY 1980).

Dal punto di vista petrografico, il Massiccio del Gottardo è, nella regione investigata, costituito in prevalenza da ortogneiss occhiadini (*Augengneise*) chiari presentanti dei grossi cristalli di feldspato (foto 1.1), dagli gneiss granitici porfiroidi di Medel e dalla granodiorite di Cristallina (MERZ 1989). Si tratta di rocce cristalline pre-triassiche, a debole grado di metamorfismo (FREY *et al.* 1980).

La copertura mesozoica del Massiccio del Gottardo, di facies ultraelvetica (TRÜMPY 1980), si iscrive nel rilievo come una lunga sinforma che

attraversa la regione di Piora e del Lucomagno per prolungarsi in direzione della Greina, ed è composta da tre unità distinte: i sedimenti autoctoni del Triassico, i sedimenti para-autoctoni della *Zona dello Scopi* e quelli della *Zona delle scaglie di Peiden* (JUNG 1962, FREY 1967). La prima unità è costituita da dolomie, dolomie cariate e calcari del Triassico (foto 1.2), mentre le altre due unità sono composte in prevalenza da scisti argillosi del Giurassico Inferiore (Lias) (foto 1.3).

Il Pennidico inferiore

L'importante sollevamento e la grande erosione della catena alpina durante il Terziario e il Quaternario hanno messo a nudo, nel Ticino centro-settentrionale, le coltri più profonde dell'intero edificio alpino (LABARTH & DECROUEZ 1997). Le Alpi Bleniesi si situano quasi interamente nel complesso delle coltri pennidiche inferiori (o coltri Lepontine), e principalmente nella coltre del Simano e nel complesso delle coltri dell'Adula. Queste due coltri sono le strutture più profonde sopra la culminazione del Ticino, che è costituita dagli gneiss di Leventina/Lucomagno. Secondo la concezione moderna, queste unità molto profonde sono considerate come «*le parti di crosta più profonde e più meridionali della zona elvetica*» (LABARTH & DECROUEZ 1997: 88). La sovrapposizione delle differenti coltri è presentata nella figura 1.4.

Lo «zoccolo» lepontino

La parte più profonda della catena alpina è lo «zoccolo» lepontino. In effetti, nonostante le campagne di prospezione sismica profonda della catena alpina (ad esempio, HEITZMANN 1988), risulta ancora difficile determinare se lo «zoccolo» lepontino costituisca effettivamente uno zoccolo autoctono non corrugato o se si tratti piuttosto di una falda di ricoprimento molto profonda (LABARTH & DECROUEZ 1997). Questa unità è formata dagli gneiss del Lucomagno al nord e dagli ortogneiss granitici di Leventina al sud (vedi CASASOPRA 1939), raggruppati sotto la denominazione di gneiss Lepontini (*Lepontinic gneiss*; WENK 1953). Queste due unità sono state talvolta raggruppate con il Massiccio del Gottardo in quello che MILNES (1974) ha chiamato complesso sub-Pennidico. Secondo KÖPPEL *et al.* (1980), il protolite granitoide degli gneiss della Leventina risulterebbe da un'intrusione ercinica, mentre gli gneiss del Lucomagno avrebbero un'origine meta-sedimentaria, probabilmente ante-carbonifera (MAXELON & MANCKTELOW 2005).

Tra lo zoccolo lepontino e la sovrastante coltre del Simano, sono presenti delle scaglie formate da anfiboliti e da serpentiniti (HEZNER 1909), che testimoniano di un magmatismo continentale molto profondo e/o di un magmatismo oceanico nel periodo ante-collisione di un'orogenesi del Primario. Le datazioni radiometriche U – Pb (uranio – piombo) compiute da SCHALTEGGER *et al.* (2002) su zirconi, hanno dato un'età di cristallizzazione del protolite di circa 518 milioni di anni (Cambriano).

La coltre del Simano

Con un'ampiezza di dislocamento di 10-15 km, la coltre del Simano è costituita principalmente da sovrapposizioni più o meno complesse di orto-

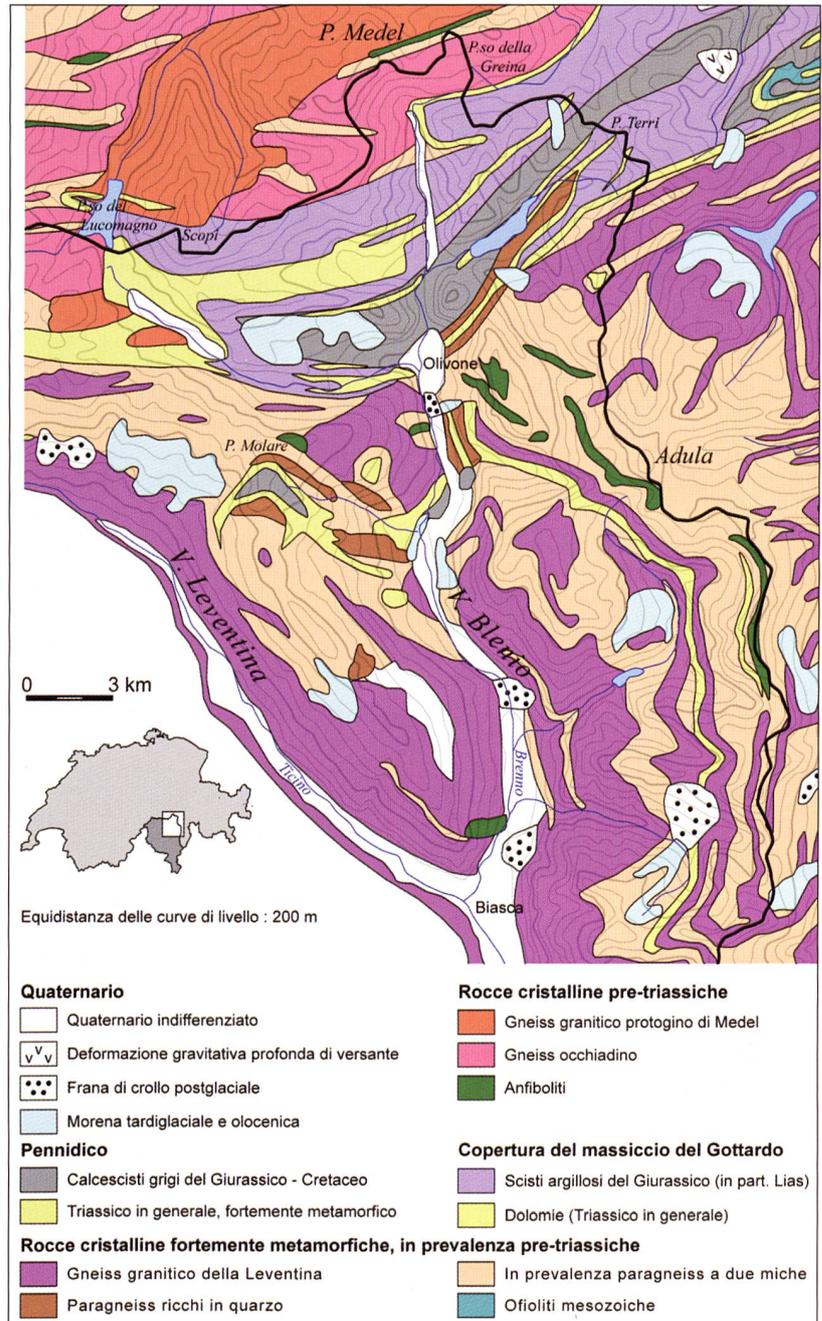


Figura 1.3 – Carta geologica delle Alpi Bleniesi. Modificata e adattata da UFAEG (2005).

Foto 1.1 – Gneiss occhiadini nella regione del Passo della Greina (foto G. Fontana).





Foto 1.2 – Dolomie nella regione del Passo della Greina (foto G. Fontana).

gneiss e paragneiss (KÖPPEL *et al.* 1980, RÜTTI 2001, 2003, MAXELON & MANCKTELOW 2005, RÜTTI *et al.* 2005, BERGER & MERCOLLI 2006). Gli ortogneiss sono costituiti essenzialmente da micascisti e da gneiss ricchi in biotite o in muscovite assai eterogenei, aventi come protolite rocce cristalline antiche fortemente metamorfizzate. I paragneiss sono costituiti soprattutto da gneiss a due miche e

da paragneiss ricchi in feldspato, aventi come protolite degli gneiss e degli scisti ante-mesozoici (KELLER 1968).

Tra la coltre del Simano e la coltre dell'Adula si trova una copertura indifferenziata (foto 1.4), formata da rocce sedimentarie fortemente metamorfizzate del Triassico (principalmente dei marmi), che costituivano una parte della copertura sedimentaria originaria dello zoccolo cristallino dislocato e ripiegato.

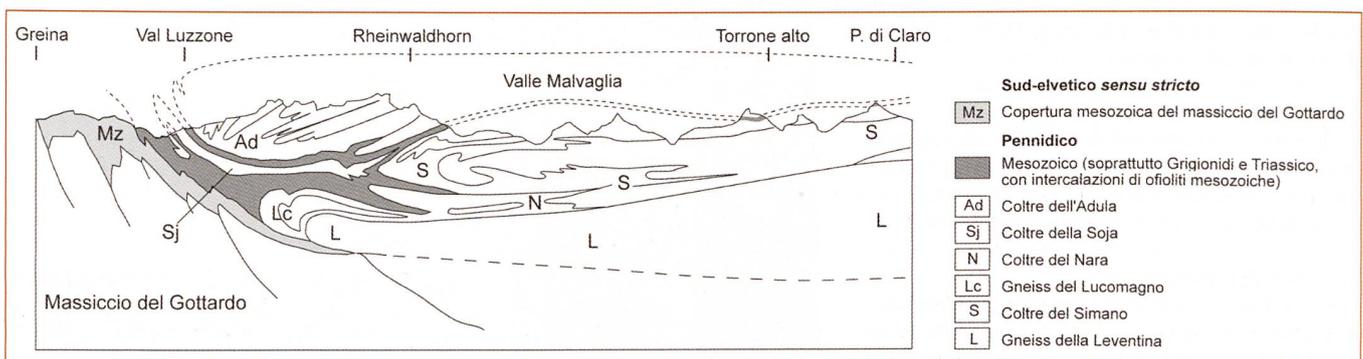
La coltre della Soja

Nella parte settentrionale della Valle di Blenio, tra la coltre del Simano e quella dell'Adula, si intercala tettono-stratigraficamente la coltre della Soja. Questa falda è costituita da paragneiss e da scisti e, occasionalmente, da meta-conglomerati (JENNI *et al.* 1923). Tra la coltre della Soja e la coltre dell'Adula, si trova un'ulteriore coltre cristallina di copertura indifferenziata. Quest'ultima costituisce probabilmente il prolungamento della coltre di copertura indifferenziata situata tra le coltri del Simano e dell'Adula. Essa è costituita principalmente da sedimenti del Triassico e del Giurassico inferiore e da ofioliti mesozoiche fortemente metamorfizzate (BERGER & MERCOLLI 2006).

Foto 1.3 – Scisti argillosi giurassici nella regione del Passo della Greina (foto G. Fontana).



Figura 1.4 – Sezione tettonica attraverso le coltri penniniche delle Alpi Bleniesi. Notare la sovrapposizione della coltre del Simano e della coltre dell'Adula sullo «zoccolo» lepontino. Modificato da COMMISSIONE GEOLOGICA SVIZZERA (1975).





La coltre dell'Adula

Con un'ampiezza di dislocamento di 50 km, la coltre dell'Adula non rappresenta un solo pacchetto omogeneo di rocce ripiegato durante l'orogenesi alpina, ma un insieme eterogeneo di più unità intercalate tettono-stratigraficamente in maniera complessa. Sul territorio delle Alpi Bleniesi, si possono trovare le unità di Trescolmen, Soazza, Groven, Claro e Argio (BERGER & MERCOLLI 2006, BERGER *et al.* 2007). Petrograficamente, la coltre dell'Adula è costituita, oltre che dagli gneiss a due miche e dai micascisti simili a quelli descritti per la coltre del Simano, anche da rocce metamorfiche basiche e ultrabasiche come anfiboliti, eclogiti e peridotiti (TROMMSDORF & EVANS 1974, DEUTSCH 1979). Sono le reazioni chimiche tra le rocce ultrabasiche e le rocce più acide come gli gneiss che hanno permesso, durante l'orogenesi alpina, la formazione dei giacimenti di pietra ollare della coltre dell'Adula (PFEIFER 1989). Questi giacimenti sono stati sfruttati, ad esempio, nella Val di Carassino (foto 1.5), dove è stata estratta la materia prima per la fabbricazione di olle e lavaggi (PFEIFER & SERNEELS 1986, MANNONI *et al.* 1987, SCAPPOZZA 2005, 2009a).

Copertura mesozoica

La copertura mesozoica delle coltri penniniche è stata quasi interamente dislocata contro il Massiccio del Gottardo. Essa è costituita principalmente da due unità: la *Zona del Sosto*, che delimita a sud-est la Zona delle scaglie di Peiden (sud-elvetico), e la *Zona del Terri*, che si situa a sud-est della Zona del Sosto (BAUMER 1964). La petrografia di queste due unità è costituita essenzialmente da calcescisti grigi del Giurassico – Cretacico (le Gri-

gionidi o *Bündnerschiefer*) e da rocce triassiche (dolomie e dolomie cariate in particolare) fortemente metamorfiche.

1.2.3 LE ALPI BLENIESI NEL CONTESTO DELL'OROGENESI ALPINA

Sebbene la storia dell'orogenesi alpina inizi nel Triassico, nelle Alpi Bleniesi (e nell'insieme delle Alpi) si trovano delle rocce più antiche. Il Massiccio del Gottardo e le coltri penniniche sono formate da rocce che, prima dell'orogenesi alpina, hanno probabilmente conosciuto l'orogenesi caledoniana (Siluriano) ed ercinica (Carbonifero – Permiano) durante il Paleozoico (LABARTH & DECROUZÉ 1997). Il Massiccio del Gottardo, ad esempio, porta le tracce di un metamorfismo caledoniano, o più antico, nella sua zona settentrionale, e contiene dei corpi granitici di origine ercinica nella regione del Passo del Gottardo e del Passo del Lucomagno.



Foto 1.4 – La cima dell'Adula/Rheinwaldhorn (3402 m slm) con, in primo piano, la parte superiore della Val Malvaglia. Notare la sovrapposizione della coltre dell'Adula su quella del Simano, marcata nel paesaggio dalle dolomie della copertura metasedimentaria (freccia) (foto C. Scapozza).

Foto 1.5 – Il giacimento di pietra ollare della Cima di Bresciana (Val di Carassino) (foto C. Scapozza).

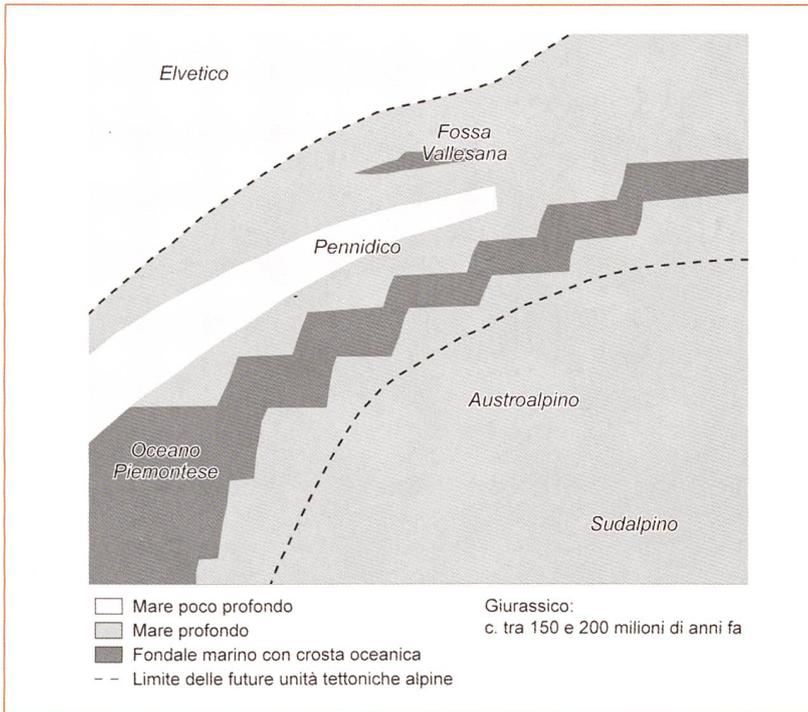


Figura 1.5 – Paleogeografia delle Alpi Centrali durante il Giurassico. Modificato da TRÜMPY (1980).

Alla fine del Paleozoico (Carbonifero e Permiano), esistevano sulla Terra un solo supercontinente, la Pangea, e un solo oceano, la Paleotetide. È solo all'inizio del Mesozoico, nel Triassico, che questo supercontinente ha cominciato a dividersi in due grandi continenti: Laurasia (a nord, comprendente l'Europa e l'America del Nord) e Gondwana (a sud, comprendente l'Africa e l'America del Sud) (LABARTH & DECROUZ 1997, MARTHALER 2001). Questa spaccatura ha creato nel Giurassico Inferiore (Lias) l'apertura di due oceani principali, l'Atlantico centrale e la Tetide alpina, chiamata anche oceano Piemontese nella regione alpina centrale. Dei sedimenti marini si sono depositati sui margini continentali europei e africani e nell'oceano Piemontese dal Triassico al Cretacico Inferiore. I sedimenti depositatisi sulla piattaforma continentale europea corrispondono all'Elvetico, mentre quelli che sono stati depositati sulla scarpata continentale appartengono all'Ultraelvetico. Più a sud dal punto di vista paleogeografico, si trova il Pennidico, che raggruppa i sedimenti depositatisi nella fossa vallesana e sul micro-continente Brianzonese e il relativo zoccolo continentale. Più a sud ancora, troviamo l'Austroalpino

e il Subalpino, che corrispondono all'Apulia, un micro-continente legato all'Africa. La paleogeografia delle Alpi Centrali durante il Giurassico è presentata nella figura 1.5.

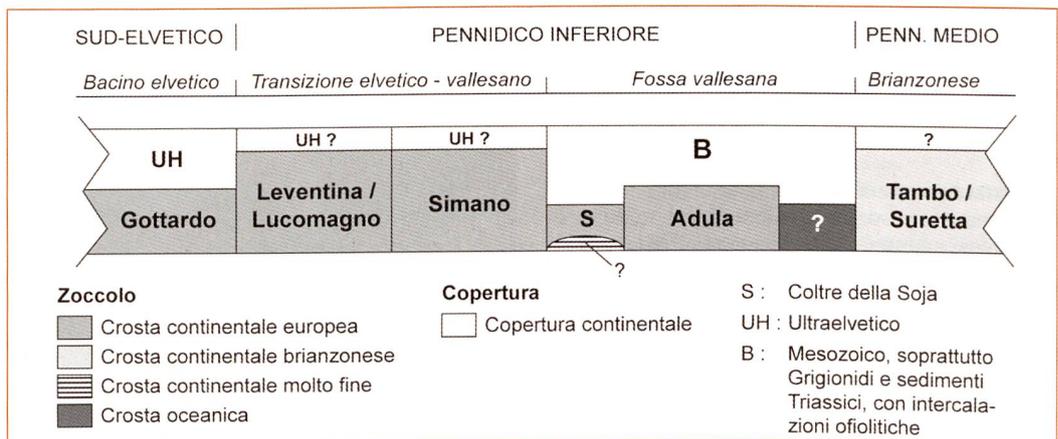
La copertura sedimentaria del Massiccio del Gottardo nella regione della Greina appartiene in parte all'Elvetico (sedimenti autoctoni del Triassico) e all'Ultraelvetico (Zona dello Scopi e Zona delle scaglie di Peiden). La stratigrafia dei sedimenti del Giurassico Inferiore indicherebbe un allontanamento progressivo dalla costa del margine continentale europeo (FREY 1967). I sedimenti mesozoici del Pennidico inferiore (Zona del Sosto e Zona del Terri) si sarebbero invece depositati più a sud, nella fossa vallesana.

Le Alpi Bleniesi al Cretacico Inferiore, prima dell'inizio della subduzione dell'oceano Piemontese, comprendevano da nord-ovest verso sud-est le seguenti strutture (figura 1.6):

- la parte più interna e distale della piattaforma continentale del bacino elvetico («massiccio» del Gottardo, «coltre» di Leventina/Lucomagno, coltre del Simano e sedimenti marini di facies ultraelvetica associati);
- la fossa vallesana, che in questa zona delle Alpi costituiva un bacino profondo su crosta continentale (coltri della Soja e dell'Adula). A sud-est della fossa vallesana, si trovavano delle scaglie ofiolitiche del Cretacico, che sono probabilmente i resti di un bacino di tipo *pull-apart* dell'oceano Piemontese, situato a sud-est della penisola Brianzonese (STÄMPFLI 1994, STÄMPFLI *et al.* 1998);
- la zona Brianzonese, che era una penisola continentale situata tra la fossa vallesana e l'oceano Piemontese (coltri di Tambo e Suretta) (STÄMPFLI 1993).

Al Cretacico Inferiore, l'Atlantico del Nord ha cominciato ad aprirsi, e al Cretacico Medio l'Apulia iniziò a derivare verso nord. Questi movimenti hanno causato la fine dell'espansione dell'oceano Piemontese e l'inizio della sua subduzione sotto l'Apulia durante il Cretacico Superiore, così come la collisione tra Europa e Apulia durante il Terziario. La subduzione è stata accompagnata da un importante metamorfismo delle unità tettoniche delle Alpi Bleniesi, che sono state portate sempre più in profondità nel mantello terrestre a seguito dell'ap-

Figura 1.6 – Schema palinspastico delle Alpi Bleniesi durante il Cretacico Inferiore (130 milioni di anni fa circa), poco prima dell'inizio della subduzione dell'oceano Piemontese 120 milioni di anni fa circa. Scala non rispettata. Compilazione da più autori (vedi fonti citate nel testo) e da osservazioni personali. Per una visione storica dell'evoluzione di questo schema, vedere BERGER *et al.* (2007).



pesantimento della crosta continentale in subduzione. Un'importante fase di metamorfismo di alta pressione ha avuto luogo verso 110 milioni di anni fa, e un'altra di alta temperatura ha avuto luogo verso 85 milioni di anni fa (ESCHER *et al.* 1997). La fase parossistica del metamorfismo ha avuto luogo nel corso dell'Eocene e all'Oligocene, verso 38 milioni di anni fa (con la coltre dell'Adula che è portata a più di 50 km di profondità), seguita dall'inizio dell'esumazione dell'insieme delle coltri Lepontine (NAGEL *et al.* 2002, RÜTTI 2003).

La fase parossistica dell'orogenesi alpina, verso 35 milioni di anni fa, corrisponde all'inizio della fase di trasporto delle coltri penniniche in direzione nord-ovest. Subito dopo questa fase, l'importante erosione ha accelerato l'esumazione e la surrezione della culminazione del Ticino al Miocene (SCHMID *et al.* 1996, 1997, NAGEL *et al.* 2002, RÜTTI 2003), il che ha provocato un retro-piegamento delle coltri in direzione sud-est (a questo proposito, vedere il modello di formazione delle falde di ricoprimento nelle Alpi di ESCHER & BEAUMONT 1997).

Le deformazioni legate all'orogenesi alpina sono quindi all'origine della struttura geologica attuale delle Alpi Bleniesi. A nord, il Massiccio del Gottardo è stato perturbato da queste deformazioni più di qualunque altro massiccio cristallino esterno (LABARTH & DECROUZÉ 1997): la sua struttura verticale, come pure la sua scistosità e il suo metamorfismo importante, hanno infatti spinto al-

cuni geologi a designarlo come «coltre del Gottardo». Più a sud, i sedimenti elvetici autoctoni del Triassico si trovano oggi in posizione sub-verticale, mentre i sedimenti para-autoctoni di facies ultraelvetica sono stati ripiegati in maniera molto complessa. Lo zoccolo e i sedimenti penninici, infine, sono stati fortemente ripiegati su loro stessi, e si trovano oggi sovrapposti ai depositi elvetici e ultraelvetici nella parte settentrionale delle Alpi Bleniesi e sovrapposti gli uni sugli altri nella parte centrale e meridionale della Valle di Blenio.

1.2.4 GEOLOGIA DEL QUATERNARIO

Nelle Alpi, gli ultimi 2.4 milioni di anni della storia della Terra sono stati caratterizzati da una serie di glaciazioni (se ne contano almeno una ventina) che hanno modellato in maniera importante il rilievo, in particolare per quel che concerne le valli. Una glaciazione si caratterizza da un flusso glaciale importante, con i ghiacciai che giungono a edificare un anfiteatro morenico al margine con la pianura o allo sbocco delle più importanti valli alpine (BINI *et al.* 2001). Per l'anfiteatro del Verbano, che era alimentato dal ghiacciaio del Ticino, si possono riconoscere tra il Mendrisiotto e la pianura padana almeno tredici glaciazioni, datate tra la fine del Pliocene (verso 2.5 milioni di anni fa) e la fine del Pleistocene (verso 15'000 – 10'000 anni fa) (BINI *et al.* 2001). Una presentazione più dettagliata delle caratteristiche morfo-

Foto 1.6 – La parte centro-meridionale della Valle di Blenio con, in primo piano, i depositi della frana di crollo di Ludiano (freccia), che hanno deviato il fiume Brenno verso il versante sinistro della valle. Notare la forma a trugolo glaciale della valle a monte di Ludiano (foto C. Scapozza).



giche e climatiche dell'Ultimo Massimo Glaciale (UMG) sarà trattata nella parte 2.

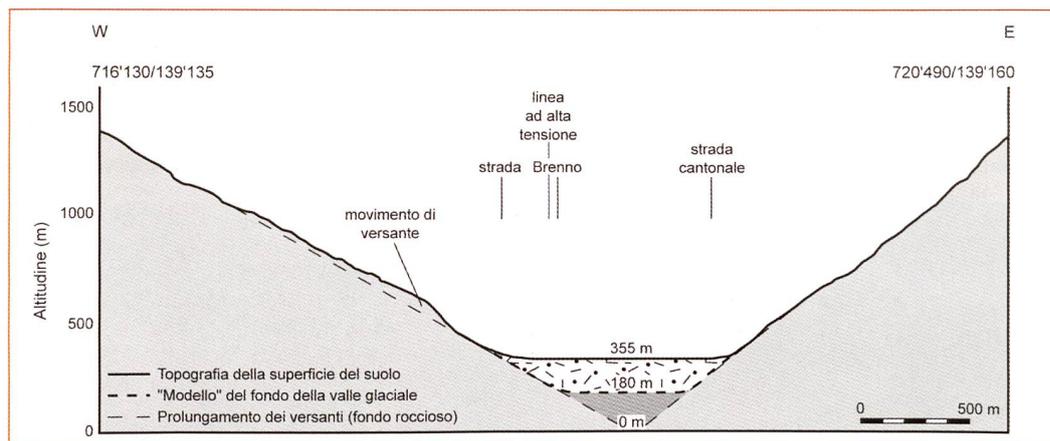
Durante la fine del Pleistocene e l'Olocene, nelle vallate superiori del Ticino hanno avuto luogo importanti frane di crollo, dovute verosimilmente alla decompressione dei versanti che ha seguito l'ultima glaciazione (HINDERER 2001). Le zone di accumulo, sbarrando i fondovalle, hanno permesso in alcuni casi la formazione di laghi su di un intervallo di più secoli, il che ha favorito il riempimento alluvionale di alcune parti del fondovalle. Questo è il caso, ad esempio, della frana postglaciale di Ludiano, tra Malvaglia e Dongio (foto 1.6), che ha permesso la creazione della piana di Motto (NIGGLI *et al.* 1936), e delle frane di Chironico e del Monte Crenone.

Una frana morfologicamente analoga a quella di Ludiano è la frana tardo-pleistocenica di Chironico, tra Giornico e Lavorgo, nella bassa Leventina. Questa frana, che era stata studiata agli inizi del XX secolo da SCHARDT (1910) e NÄGELI (1920), è stata recentemente datata con il metodo del radiocarbonio da ANTOGNINI & VOLPERS (2002) grazie

di 5 km di lunghezza e di 1200 m di larghezza. Il cedimento improvviso della diga di detriti il 20 maggio 1515, conosciuto con il nome di «buzza di Biasca», ha distrutto il villaggio di Biasca, inondato la città di Bellinzona e devastato la piana del Ticino fino al Verbano (SARGENTI 1965, COTTI *et al.* 1990).

Le pianure alluvionali della bassa Valle di Blenio e della bassa Leventina si sono formate per riempimento morenico, fluvio-glaciale, fluviale e lacustre durante il Tardiglaciale e l'Olocene. La topografia del fondo roccioso della bassa Leventina è conosciuta grazie ai profili di sismica a riflessione realizzati a Pollegio (a nord di Biasca) nell'ambito del Programma Nazionale di Ricerca 20 sulle strutture profonde della Svizzera (PNR20/NPF20, HEITZMANN *et al.* 1997). Lo spessore dei sedimenti è stato stimato a 410 m, il che situa il fondo roccioso a -100/-110 m sotto il livello del mare (FELBER *et al.* 1994, FELBER & BINI 1997). È interessante constatare che, se si tiene conto dell'importante erosione delle valli del Sud delle Alpi a seguito del prosciugamento del Mediterraneo durante il Messiniano (circa 6 milioni di

Figura 1.7 – Profilo topografico trasversale alla bassa Valle di Blenio e modello del fondo della valle glaciale e del fondo roccioso. Modificato da SCAPOZZA *et al.* (2007).



a dei frammenti lignei che sono stati ritrovati nei sedimenti lacustri a nord di Lavorgo. I risultati della datazione hanno dato come risultato 11'500 ¹⁴C anni BP, il che situa l'avvenimento nell'interstadio tardiglaciale del Bølling-Allerød. Questa attribuzione cronologica è in fase di verifica con l'applicazione del metodo degli isotopi cosmogenici di ¹⁰Be, che dovrebbe permettere di determinare l'età di esposizione di alcuni blocchi della frana (IVY-OCHS *et al.* 2008). Il lago che si è creato dietro ai detriti di frana avrebbe avuto una profondità di ~30 m, una lunghezza di ~3 km, una superficie di ~1.3 km² e un volume di ~39 milioni di m³. Secondo i calcoli eseguiti in base al deflusso e alla portata solida del fiume Ticino al Tardiglaciale, la durata del lago è stata stimata di circa 120-730 anni (ANTOGNINI & VOLPERS 2002).

La frana storica del Monte Crenone, tra Biasca e Malvaglia, si è prodotta verosimilmente il 16 ottobre 1513 (sebbene altre fonti parlino del 17 ottobre 1511, del 30 settembre 1512, del 28 settembre 1513, del 30 settembre 1513 o il 30 novembre 1513) (BOLLA 1931, TOSCHINI 2004). Lo sbarramento del fondovalle prodotto dai 500 milioni di m³ di detriti accumulati ha creato un lago

anni fa) (BINI *et al.* 1978, CITA *et al.* 1990, FELBER *et al.* 1991a, b), la profondità dell'erosione glaciale dovuta agli ultimi cicli glaciali (e quindi lo spessore del riempimento postglaciale) è minima rispetto alla profondità del fondo roccioso. FELBER & BINI (1997) propongono un riempimento pleistocenico e olocenico della bassa Leventina di circa 250 m di spessore, il che situa il fondo della valle glaciale a 60 m slm. Per la bassa Valle di Blenio, SCAPOZZA *et al.* (2007) stimano lo spessore dei sedimenti quaternari a 180 m, il che situerebbe il fondo della valle glaciale a 180 m slm, mentre il fondo roccioso si situerebbe al livello del mare (figura 1.7).

I depositi morenici, a causa dell'incisione importante delle valli, della declività dei versanti e dell'intensa erosione fluviale (che ha costruito i grandi coni di deiezione di Olivone-Marzano e di Bodio-Personico e i numerosi coni e conoidi tra Olivone e Dongio), sono mal conservati a bassa e media altitudine. Ad alta altitudine, al contrario, è ancora possibile identificare questi depositi nel rilievo, il che permette di ricostruire la superficie dei ghiacciai nel passato. Questa tematica sarà trattata nella seconda parte di questo contributo.

1.3 LE CONDIZIONI CLIMATICHE

1.3.1 CARATTERISTICHE GENERALI

Le Alpi Bleniesi, in particolare nella loro parte centrale e meridionale, si trovano protette dall'influenza delle correnti da sud-ovest che, di norma, portano le precipitazioni più importanti al Sud delle Alpi Svizzere. Queste precipitazioni intense sono spesso la causa, verso la fine dell'estate e l'inizio dell'autunno, delle numerose piene dei corsi d'acqua sudalpini. Questo aspetto, unitamente alla morfologia molto incassata delle valli superiori ticinesi, contribuisce a rendere questa regione quella con meno precipitazioni di tutto il Cantone Ticino (SPINEDI & ISOTTA 2004). Questa posizione riparata è ancora più marcata nella parte sud-orientale della Valle di Blenio, in particolare nella regione del Simano – Cima di Gana Bianca e dell'alta Val Malvaglia. Come si può ben vedere nella figura 1.8, questa regione si trova nella zona che riceve meno precipitazioni di tutto il Cantone Ticino, con meno di 1400 mm/anno di pioggia per il periodo 1961-1990. La differenza climatica rispetto alle Alpi Ticinesi occidentali (ad esempio la regione del Basòdino – Cristallina), che beneficiano di un clima più umido a causa del maggiore influsso delle correnti provenienti da sud-ovest, è quindi assai importante.

Se prendiamo come riferimento la stazione della rete di MeteoSvizzera di Comprovasco, situata nella parte centrale della Valle di Blenio, il clima delle Alpi Bleniesi secondo la classificazione di DE MARTONNE (1940), è di tipo danubiano. Questo tipo di clima, di carattere semi-continentale, è caratterizzato da alte temperature in estate accompagnate da una siccità relativa e da due massimi delle precipitazioni in primavera e autunno (VIERS & VIGNEAU 2001), come si può vedere nella figura 1.9.

Un'altra caratteristica di questo clima semi-continentale è l'escursione termica annuale compresa tra 15 e 20 °C: nel caso specifico di Comprovasco, questa escursione termica è in media di 17.4 °C per il periodo 1961-1990. La siccità relativa di Comprovasco si manifesta, per il periodo compreso tra il 1988 e il 2004, con 22 mesi secchi e 10 mesi sub-secchi secondo la classificazione di Gausson (GAUSSEN & BAGNOULS 1953) (figura 1.10).

La tabella 1.1 presenta i dati climatici per le stazioni delle Alpi Bleniesi e per le regioni circostanti. È interessante notare che le precipitazioni medie annue sono globalmente abbondanti, soprattutto al Sud delle Alpi (ad esempio, Airolo, Bellinzona, Biasca e Braggio) e nelle Alpi a delle altitudini relativamente importanti (ad esempio, Hinterrhein e San Bernardino). Le stazioni situate sul fondovalle al Nord delle Alpi registrano delle precipitazioni sensibilmente inferiori a causa del minore influsso delle correnti provenienti da sud-ovest (ad esempio, Disentis, Vals e Vrin). Da notare infine che i giorni di pioggia sono più

frequenti nelle stazioni del Nord delle Alpi, ma che le precipitazioni per giorno di pioggia sono più importanti al Sud delle Alpi, il che rileva la maggiore intensità delle precipitazioni in questa regione.

1.3.2 PRECIPITAZIONI E TEMPERATURE IN ALTITUDINE

La valutazione delle precipitazioni e delle temperature in montagna, in assenza di stazioni climatiche situate ad alta altitudine, è basata principalmente sul calcolo di regressioni lineari (box 1.1).

Le stazioni utilizzate nel calcolo della regressione lineare tra le precipitazioni medie annue e l'altitudine sono state scelte secondo un'analisi in componenti principali (ACP) su di una media pluri-annuale (di regola le norme climatologiche 1961-1990). La regressione trovata con i dati di

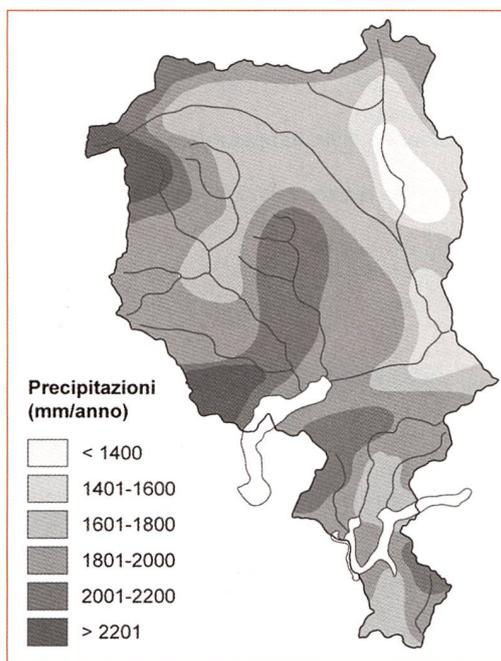


Figura 1.8 – Distribuzione delle precipitazioni medie annue nel Cantone Ticino per il periodo 1961-1990. Fonte: COTTI *et al.* (1990: 157).

È importante considerare che la carta è assai generale, dato che per la parte centrale della Valle di Blenio sono stati considerati solo due punti di misura, entrambi situati sul fondovalle (Comprovasco e Malvaglia), e che la quantità delle precipitazioni nella regione del Simano è sconosciuta (commento personale di S. Sartori e F. Spinedi).

Figura 1.9 – Distribuzione annuale delle precipitazioni per il periodo 1961-1990 in tre stazioni della Valle Leventina (in nero) e della Valle di Blenio (in grigio) (dati: MeteoSvizzera).

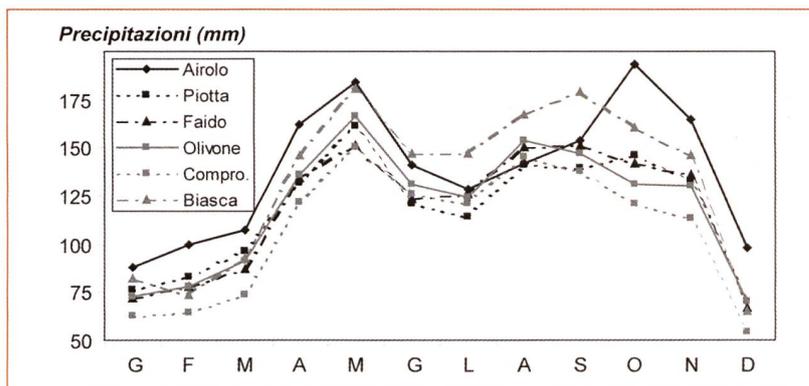


Figura 1.10 – Mesi ecologicamente secchi a Comprovasco, 575 m slm (dati: MeteoSvizzera).

	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
1988												
1989												
1990												
1991												
1992												
1993												
1994												
1995												
1996												
1997												
1998												
1999												
2000												
2001												
2002												
2003												
2004												

Mese secco ($P/T < 2$)
 Mese sub-secco ($2 < P/T < 3$)
 Mese umido ($P/T > 3$)
 P = precipitazioni (mm)
 T = temperature medie (°C)

Olivone e Comprovasco per la Valle di Blenio e di San Bernardino, Mesocco e Braggio per la Valle Mesolcina (GR), si è rivelata molto soddisfacente, con un tasso di correlazione tra le precipitazioni e l'altitudine di 0.95 (figura 1.11).

Il problema principale della stima delle temperature in altitudine con il metodo di BOUËT (1985) è quello della selezione della stazione di riferimento utilizzata per il calcolo, che dovrebbe situarsi sopra i 1500 m di altitudine. Data l'impossibilità di avere questo tipo di stazione nella parte centrale delle Alpi Bleniesi, i calcoli sono stati eseguiti a partire dalle stazioni di Comprovasco e di Cimetta.

Queste due stazioni, sebbene situate sul fondovalle, rispettivamente sulla vetta di una montagna, hanno la stessa MAAT normalizzata a 500 m slm (vedi tabella 1.1), il che dovrebbe dare nei due casi risultati simili. Tenendo conto dei gradienti di temperatura annui di BOUËT (1985) (vale a dire 0.46 °C/100 m tra 500 e 1500 m slm e 0.59 °C/100 m tra 1500 e 4000 m slm), MAAT 1961-1990 a 2500 m di altitudine calcolata a partire dalle due stazioni selezionate è di -0.56 °C per Comprovasco e -0.59 °C per Cimetta.

L'interesse delle formule 1.2 e 1.3 è pure quello di permettere il calcolo dell'altitudine di un'isoterma indicativa dal punto di vista morfoclimatico (in particolare per stimare la ripartizione del permafrost). Nella tabella 1.2, questo calcolo è stato eseguito per l'isoterma 0, -1 e -2 °C; come si può vedere dai dati calcolati, i risultati ottenuti a partire dalle due stazioni selezionate sono molto simili, con una differenza che non supera mai i 5 m di altitudine.

Box 1.1 – Calcolo delle precipitazioni e delle temperature in altitudine

La formula della regressione lineare tra le precipitazioni e l'altitudine è la seguente:

$$y = 0.49 \cdot x + 1044.7; \text{ con } R = 0.95 \text{ e } R^2 = 0.90 \quad (1.1)$$

dove: y = precipitazioni medie annue (mm/anno);
 x = altitudine (m slm)

il che permette di stimare che le precipitazioni a 2500 m di altitudine sono di circa 2270 mm/anno. Il gradiente verticale delle precipitazioni per le Alpi Bleniesi è quindi di 0.49 mm/m.

Siccome nel calcolo della regressione non sono state considerate le stazioni della Leventina (maggiormente influenzate dalle correnti provenienti da sud-ovest), questa formula deve ritenersi valida solo per la parte orientale della Valle di Blenio, in particolare per il massiccio dell'Adula e della Cima di Gana Bianca.

Per la stima delle temperature in altitudine, sono state utilizzate le formule seguenti, elaborate da BOUËT (1985):

Stima della variazione della temperatura media annua (MAAT – Mean Annual Air Temperature) in funzione dell'altitudine:

$$T = T_0 - [(z - z_0) \cdot (T/h)] \quad (1.2)$$

Stima della variazione di MAAT in funzione dell'altitudine per una stazione situata sotto i 1500 m slm e l'altra situata sopra i 1500 m slm:

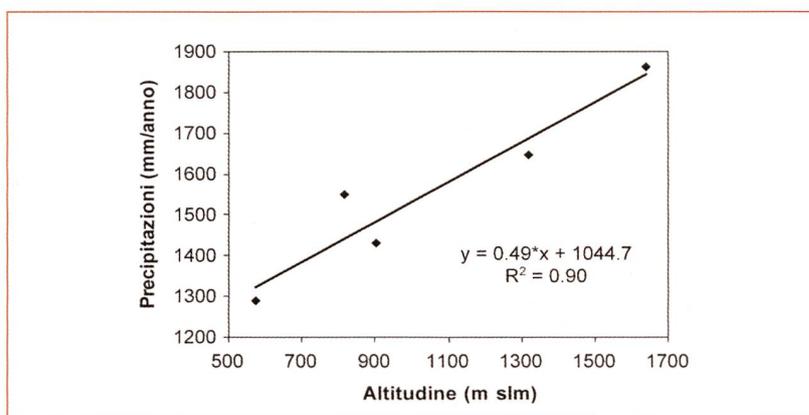
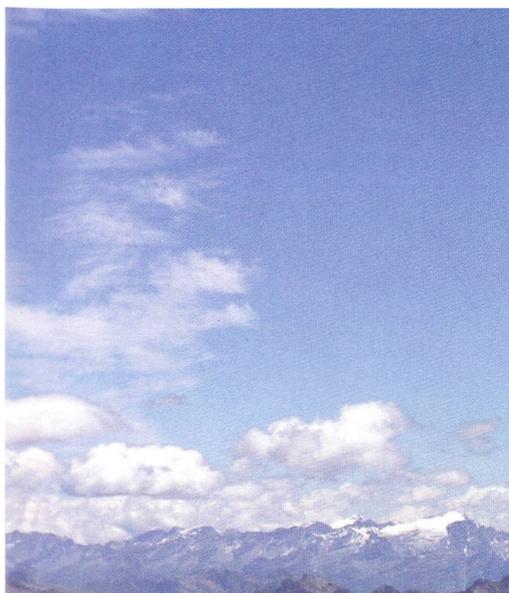
$$T = T_0 - [(1500 - z_0) \cdot (T_1/z_1)] - [(z - 1500) \cdot (T_2/z_2)] \quad (1.3)$$

dove: T = temperatura calcolata per un'altitudine z (°C);
 T_0 = temperatura misurata alla stazione situata all'altitudine z_0 (°C);
 z = altitudine della stazione per la quale si vuole calcolare la temperatura (m);
 z_0 = altitudine della stazione di misura (m);
 T/h = gradiente verticale di temperatura di Bouët (°C/m);
 T_1/z_1 = gradiente verticale di temperatura di Bouët tra 500 e 1500 m slm (°C/m);
 T_2/z_2 = gradiente verticale di temperatura di Bouët tra 1500 e 4000 m slm (°C/m).

Stazione	Altitudine (m slm)	T° media (°C)	T° a 500 m slm (°C)	Solegg. rel. (%)	Precipitaz. (mm/anno)	Giorni di pioggia (d)	Prec./d (mm/d)
Airolo	1130	-	-	-	1662	121	13.7
Bellinzona	225	-	-	-	1563	103	15.2
<i>Biasca</i>	291	-	-	-	1587	97	16.4
Braggio	1320	-	-	-	1646	97	17.0
Cimetta	1672	4.3	9.9	51	1548	109	14.2
<i>Comprovasco</i>	575	9.6	9.9	52	1291	102	12.7
Disentis	1190	5.9	9.1	46	1036	122	8.5
Faido	760	-	-	-	1416	106	13.4
Grono	380	11.1	10.6	-	1527	102	15.0
Hinterrhein	1611	2.2	7.5	47	1469	121	12.1
Mesocco	815	-	-	-	1550	103	15.0
<i>Olivone</i>	905	-	-	-	1430	110	13.0
Piotta	1007	7.2	9.5	50	1413	112	12.6
San Bernardino	1639	3.2	8.6	49	1864	128	14.6
Sedrun	1450	-	-	-	1118	138	8.1
Vals	1253	-	-	-	1185	121	9.4
Vrin	1460	-	-	-	1143	121	9.4
Zervreila	1738	-	-	-	1305	135	9.7

Tabella 1.1 – Medie annuali per il periodo di riferimento 1961-1990 per le stazioni delle Alpi Bleniesi (in italico) e delle zone circostanti (dati: MeteoSvizzera).

Figura 1.11 – Regressione lineare tra le precipitazioni e l'altitudine per le Alpi Bleniesi.



MAAT (°C)	Comprovasco (575 m slm)	Cimetta (1672 m slm)
0	2400 m	2400 m
-1	2570 m	2575 m
-2	2740 m	2745 m

Tabella 1.2 – Altitudine di MAAT 0, -1 e -2 °C secondo la stazione di riferimento.



Foto 1.7 – Formazione di cumuli pomeridiani sulle montagne bleniesi in una giornata di bel tempo (foto F. Spinedi).

Foto 1.8 – I segni di una delle alluvioni che regolarmente toccano la Val di Blenio, 30 agosto 2003, tra Acquarossa e Torre (foto G. Valenti).



2 – LA STORIA GLACIALE E PERIGLACIALE

Cristian Scapozza, Georgia Fontana, Christophe Lambiel ed Emmanuel Reynard,
Istituto di Geografia dell'Università di Losanna



2.1 ASPETTI TEORICI E METODI DI STUDIO

2.1.1 METODI DI STUDIO GENERALI DELLA GEOMORFOLOGIA

I metodi di studio generali della geomorfologia hanno come scopo la descrizione e l'interpretazione delle forme del rilievo e della loro evoluzione. I metodi usati in questo studio sono la cartografia (e osservazione) geomorfologica e l'analisi sedimentologica di sezioni e sedimenti sciolti.

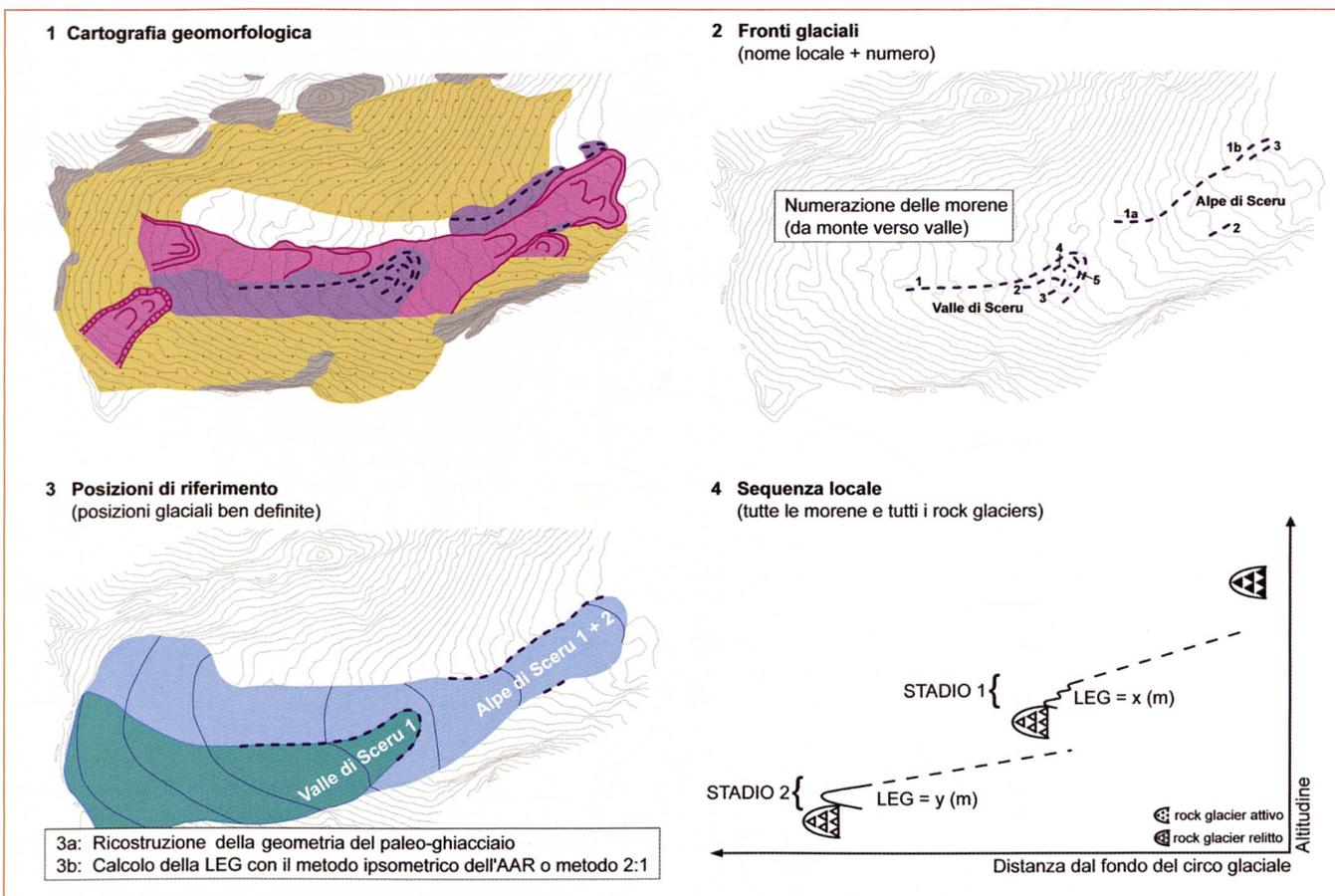
Cartografia e osservazione geomorfologica

La cartografia geomorfologica ha come scopo l'interpretazione delle forme del rilievo, sia sotto forma di analisi topografica (carte morfografiche) che di analisi della genesi delle forme geomorfologiche (carte morfogenetiche) o di analisi dell'attività dei processi geomorfologici (carte morfodinamiche) (SCHOENEICH *et al.* 1998). In Europa, esistono diversi sistemi di legenda geomorfologica. Il sistema sviluppato all'Istituto di Geografia dell'Università di Losanna (legenda IGUL) (HOLZMANN *et al.* 2006), è nato dall'analisi dei punti forti e dei punti deboli dei sistemi di legenda svizzero, francese e tedesco (SCHOENEICH 1993). La legenda IGUL si basa su di un insieme

di superfici colorate che rappresentano i diversi sistemi morfogenetici (ad esempio glaciale, periglaciale, carsico, fluviale, ecc.) e su dei simboli convenzionali che rappresentano le forme di deposito, disegnate nello stesso colore del sistema morfogenetico al quale appartengono. Le forme di erosione sono disegnate su fondo bianco. Questo sistema si focalizza sulle forme e la loro genesi, e in seguito sulla loro dinamica. Le carte che ne risultano sono quindi delle carte morfogenetiche con una componente morfodinamica (distinzione tra erosione e deposito), e che comportano solitamente un solo livello di informazione.

In parallelo alla cartografia geomorfologica, è indispensabile compiere un certo numero di osservazioni geomorfologiche da fotointerpretazione (in particolare di fotografie aeree) o direttamente sul terreno. L'osservazione geomorfologica ha lo svantaggio di essere un metodo parzialmente soggettivo e speculativo; resta in ogni modo un metodo indispensabile perché, da una parte, permette di caratterizzare le forme geomorfologiche in base a parametri comuni a più studi (metodo comparativo) e, d'altra parte, esercita un'azione di controllo a posteriori sui dati e le interpretazioni tratte dall'impiego di altri metodi (metodo interpretativo).

Figura 2.1 – Metodologia di nomenclatura e di ricostruzione degli stadi glaciali adottata in questo studio. Esempio della ricostruzione degli stadi glaciali della Valle di Sceru.



Analisi sedimentologica di sezioni e sedimenti sciolti

Quando la morfologia di superficie e le condizioni del terreno lo permettevano, è stato possibile accedere alla struttura profonda delle forme geomorfologiche studiate. In alcuni casi, le sezioni descritte sono di origine naturale, mentre in altri casi sono stati eseguiti dei piccoli scavi manuali. In tutti i casi, ci si è limitati a una descrizione degli affioramenti e ad un'analisi macroscopica dei sedimenti direttamente sul terreno, senza ricorrere a delle analisi di laboratorio. Per ogni sezione, sono state eseguite la descrizione dei litofacies, della granulometria, della forma degli elementi, della petrografia dei ciottoli e, in un caso, delle datazioni al radiocarbonio (presenza di materia organica).

Litofacies

Sono stati utilizzati i codici dei litofacies definiti da MIALL (1977, 1978) e da EYLES *et al.* (1983, 1987), con le modifiche apportate da SCHOENEICH (1998a). Il codice di litofacies è composto da tre o più termini che permettono di descrivere l'aspetto del sedimento (ghiaia, sabbia, sedimenti fini, diamicton, ecc.), la struttura della matrice (sedimenti supportati dalla matrice o dagli elementi), la struttura sedimentaria (stratificazioni, ripartizione granulometrica, ecc.) e dei rimaneggiamenti o delle perturbazioni (termine addizionale), il che permette di evitare delle lunghe descrizioni. Per una presentazione dei differenti codici, vedi SCHOENEICH (1998a) e BINI *et al.* (2001).

Granulometria e morfometria dei ciottoli

L'analisi granulometrica è stata fatta a livello puramente descrittivo, il che ha permesso di caratterizzare la taglia media e la distribuzione degli elementi di un sedimento al fine di quantificarne la descrizione visuale. È stata adottata la nomenclatura delle classi granulometriche di CAILLEUX & TRICART (1963) con le modifiche di KING (1966), senza distinzione all'interno delle sabbie e dei sedimenti fini: blocchi (> 200 mm), ciottoli (200 – 20 mm), ghiaie (20 – 2 mm), sabbie (2 – 0.063 mm), sedimenti fini (< 0.063 mm). Per i blocchi e i ciottoli sono stati descritti anche la loro forma e le caratteristiche della superficie (in particolare se presentavano strie glaciali).

Petrografia dei ciottoli

L'analisi petrografica dei ciottoli è stata eseguita campionando 100 ciottoli di taglia compresa tra 20 e 70 mm direttamente sugli affioramenti studiati. La campionatura è relativa a una sola unità ed è stata effettuata su di una superficie di circa 1 m². I risultati sono stati trattati secondo una rappresentazione percentuale delle classi in funzione della petrografia del ciottolo rispetto alla struttura tettonica di origine (per esempio, paragneiss della coltre del Simano, ortogneiss della coltre dell'Adula, ecc.).

Datazioni al radiocarbonio

Per la datazione del solo frammento di legno rinvenuto nei sedimenti studiati (vedi SCAPOZZA *et al.* 2008a, 2009, SCAPOZZA & ANTOGNINI 2009), si è fatto ricorso alla tecnica del ¹⁴C AMS (*Accelerated*

Mass Spectrometry). La preparazione dei campioni per la datazione è stata compiuta dal Laboratorio ¹⁴C del Dipartimento di Geografia dell'Università di Zurigo, mentre la datazione vera e propria è stata eseguita grazie all'acceleratore tandem dell'Istituto di Fisica delle Particelle della Scuola Politecnica Federale di Zurigo (ETHZ) (codice UZ.../ETH...). La calibrazione della datazione è stata eseguita con il programma OxCal 3.10 (BRONK RAMSEY 2001, 2005), secondo la curva di calibrazione IntCal04 (REIMER *et al.* 2004), e con un intervallo di confidenza di 2 σ (95.4% di probabilità).

2.1.2 METODI DI RICOSTRUZIONE DEGLI STADI GLACIALI

Nomenclatura degli stadi

Nella letteratura geomorfologica classica, la nomenclatura degli stadi glaciali varia a seconda che si lavori sul Tardiglaciale o sull'Olocene. Il metodo degli stadi classico deriva dal concetto di «stadio» definito da PENCK & BRÜCKNER (1909), ed è stato sviluppato, per i lavori recenti, da GROSS *et al.* (1977) e da MAISCH (1981). Si tratta di una metodologia che consiste nel raggruppare le morene di estensione morfologica simile in stadi, e poi di correlare questi stadi tra loro e con un modello di riferimento sulla base dei valori di depressione della linea di equilibrio dei ghiacciai (DLEG). Il metodo olocenico, sviluppato da SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER (1976), consiste al contrario nel numerare le morene in maniera isolata, e poi nel raggrupparle in stadi in base a datazioni relative e assolute. Conformemente a SCHOENEICH (1998a), si è utilizzata una metodologia combinante i due metodi. Le tappe principali di questa metodologia sono (figura 2.1): 1) cartografia delle morene; 2) numerazione della posizione dei fronti glaciali; 3) ricostruzione delle posizioni selezionate; 4) costruzione di una sequenza morfostratigrafica locale; 5) definizione di stadi regionali e costruzione di una sequenza composita.

Cartografia delle morene

Le morene e le altre forme di deposito di origine glaciale e periglaciale sono state cartografate in dettaglio secondo la legenda IGUL. Questa fase di cartografia è molto importante perché le correlazioni degli stadi glaciali dipendono anche dal numero di morene formatesi durante lo stesso stadio. È quindi estremamente importante cartografare ogni morena separatamente, indipendentemente dalla sua taglia.

Numerazione della posizione dei fronti glaciali

Le posizioni dei fronti glaciali sono state numerate da monte verso valle sulla base dei nomi locali (per esempio «Valle di Sceru 2» o «Alpe di Sceru 4», cf. figura 2.1).

Ricostruzione delle posizioni selezionate

Per ogni gruppo di posizioni caratterizzato da una morena laterale comune, è stata scelta la posizione meglio definita e che si presta a una ricostruzione della superficie glaciale la più coerente possibile. Delle posizioni contrassegnate da mo-

Stadio	Morene, morfologia	Situazione regionale	Depressione della LEG	Età ¹⁰ Be BP	Posizione cronostatigrafica
Kromer/ Kartell	Morene a grossi blocchi ben definite e a più cordoni. Piccoli rock glaciers. Località tipo: circo di Kartell (Gruppo di Ferwall) e Kromertal (Gruppo della Silvretta).	Ghiacciai di circo e ghiacciai vallivi, più grandi che alla PEG ma più piccoli rispetto alla posizione Egesen minima.	-120 a -60 m secondo la località.	8400 ± 700 ; 10'800 ± 1000 ; Circo di Kartell.	Fase fredda di Misox ? (± avvenimento GH 8.2 ka).
Egesen	Morene ben costruite a creste ben marcate e a più cordoni. Spesso a grossi blocchi. Tre fasi di avanzata dei ghiacciai di circo e vallivi. Sviluppo di grandi rock glaciers alla fine dello stadio. Località tipo: Valle dello Stubai, a sud-ovest di Innsbruck.	Ghiacciai di circo e ghiacciai vallivi, piccoli sistemi glaciali dendritici.	-450 a -180 m per l'avanzata massima secondo la località.	Massimo (I) : 12'300 ± 1500 (Colle dello Julier) ; 12'200 ± 1000 (Schönferwall). Fine della fase di attività dei rock glaciers : 11'300 ± 900 (Colle dello Julier).	Dryas recente.
Interstadio Bolling- Allerød	Nessuna evidenza morfologica di avanzate glaciali. Invece, durante i periodi più freddi, i ghiacciai hanno potuto avanzare. I depositi sono stati probabilmente rimaneggiati al Dryas recente.	Ghiacciai di circo e ghiacciai vallivi (?).	Meno che all'Egesen.		Bolling-Allerød.
Daun	Morene ben definite ma leggermente smussate, con relativamente pochi blocchi. Le morene sono state rimaneggiate dal soliflusso durante il Dryas recente. Morene assenti nelle zone caratterizzate da un clima oceanico (rimaneggiate all'Egesen ?). Località tipo: Valle dello Stubai, a sud-ovest di Innsbruck.	Ghiacciai leggermente più estesi che all'Egesen, ma più piccoli che al Clavadel/Senders.	-400 a -250 m secondo la località.		Prima del Bolling.
Clavadel/ Senders	Morene ben definite e molto ricche in sedimenti fini. Località tipo: Clavadel (Davos) e Senders (Innsbruck). Probabilmente equivalente allo stadio di Zwischbergen al Colle del Sempione.	Ghiacciai di circo, ghiacciai vallivi e sistemi glaciali dendritici chiaramente più piccoli che allo Gschnitz.	-500 a -400 secondo la località.		Prima del Bolling.
Gschnitz	Grandi morene con la parte interna molto scoscesa, senza tracce di soliflusso sotto ai 1400 m di altitudine. Prima grande ricorrenza glaciale del Tardiglaciale. Località tipo: Gschnitztal (sud di Innsbruck).	Ghiacciai di circo, ghiacciai vallivi e sistemi glaciali dendritici.	-700 a -600 secondo la località.	> 15'400 ± 1400 (Trins, Gschnitztal).	Prima del Bolling (avvenimento di Heinrich 1).
Inizio del Tardiglaciale	Fase di ritiro dei lobi pedemontani all'interno delle valli, marcata da piccole oscillazioni dei margini dal ghiacciaio. Comprende gli stadi classici di "Bühl" e "Steinach".	Sistemi glaciali dendritici.	Assai indefinito. Tra l'UMG e -800 m.		Prima del Bolling, più vecchio di 15'400 ± 470 ¹⁴ C BP.
UMG	Calotte di ghiaccio nelle Alpi, ghiacciai pedemontani allo sbocco della grandi vallate alpine.	Lobi pedemontani.	> -1200 a -1000 m.	19'900 ± 1600 (ER 1) ; 20'500 ± 1400 (ER 2); Wangen a.A.	21'000 – 19'000 BP.

rene latero-frontali a forma di cresta e ben costruite sono state considerate come caratteristiche di una fase di progressione del ghiacciaio, mentre delle morene poco marcate e adiacenti al fianco interno di una morena di «progressione» sono state considerate rappresentative di una fase di ritiro del ghiacciaio. Per ogni posizione considerata, è stata calcolata l'altitudine della linea di equilibrio teorica del ghiacciaio (LEG).

Costruzione di una sequenza morfostratigrafica locale

Le morene dello stesso circo glaciale o della stessa valle sono state raggruppate in una sola sequenza locale. Una sequenza locale è composta da tutte le morene in funzione dell'altitudine e della loro distanza dal fondo del circo glaciale. Una sequenza locale comprende anche la posizione dei rock glaciers e la loro relazione con le morene,

Tabella 2.1 – Caratteristiche dei depositi e della situazione regionale degli stadi tardiglaciali nelle Alpi. Modificato da Ivry-Ochs *et al.* (2006, 2007).

Tabella 2.2 – Sequenza di riferimento per la correlazione degli stadi tardiglaciali delle Alpi Bleniesi: stadi tardiglaciali del ghiacciaio del Ticino dallo stadio di Biasca fino all'inizio dell'Olocene.

Stadio	Posizione della lingua	Altitudine (m slm)	DLEG 2:1 (m/1850) (i, ii)	DLEG d/2 (m/1850) (iii)	Referenza
Biasca	Osogna/Ponte di Iragna	~270 (iv)	-	1100-1300	HANTKE (1983)
Faido	Gole del Piottino	800-850	-	805-830	HANTKE (1983)
Airolo	Airolo	1100	660	680	RENNER (1982)
Fontana	Fontana	1250	420-450	605	RENNER (1982)
All'Acqua (v)	All'Acqua	1516	260-315	470	RENNER (1982)
Maniò (vi)	Maniò	1740	170-240	360	RENNER (1982)
Alpe di Cruina	Alpe di Cruina	2000	120	230	RENNER (1982)
Grobl. Gletsch.	Chilchorn	2480	90	40 (vii)	RENNER (1982)

- (i) AAR di 0.67;
- (ii) referenza 1850 variabile secondo il ghiacciaio di riferimento. È di circa 2600 m slm per un ghiacciaio di Bedretto di riferimento;
- (iii) referenza: 2460 m slm, altitudine della lingua del ghiacciaio del Corno nel 1850;
- (iv) senza tenere conto del riempimento detritico della pianura alluvionale;
- (v) età minima dello stadio di Selva (Oberen Tavetsch), correlato con lo stadio di All'Acqua: $10'325 \pm 130$ ¹⁴C anni BP (UZ-167);
- (vi) età minima dello stadio di Maniò: $9'995 \pm 110$ ¹⁴C anni BP (UZ-348);
- (vii) referenza: 2560 m slm, altitudine della lingua del ghiacciaio dello Chilchorn nel 1850.

l'indicazione della depressione della linea di equilibrio (DLEG) per ogni posizione selezionata e la depressione del permafrost (DP) calcolata per ogni rock glacier.

Definizione di stadi regionali e costruzione di una sequenza composita

Le sequenze locali sono state correlate tra loro sulla base dei valori della DLEG e della DP, della morfologia delle morene, dei rock glaciers e della similitudine di evoluzione dei ghiacciai (tabella 2.1). Tutti questi elementi hanno permesso di definire una sequenza composita regionale per la valle in questione. La sequenza composita raggruppa le posizioni glaciali correlabili tra loro in stadi, numerati da monte verso valle in cifre arabe (per esempio Greina 1, Greina 2, Blenio 1, Blenio 2, ...), e le generazioni di rock glaciers, numerate in cifre romane (RG I, RG II, ...).

Una correlazione è stata infine tentata con più modelli di deglaciazione sviluppati in varie re-

gioni delle Alpi. La sequenza di riferimento scelta per le correlazioni degli stadi glaciali delle Alpi Bleniesi è quella definita da RENNER (1982) nella regione del Gottardo (tabella 2.2).

Determinazione della LEG

La linea di equilibrio di un ghiacciaio (LEG) rappresenta una linea teorica a bilancio di massa nullo che separa la zona di accumulazione a bilancio di massa positivo dalla zona di ablazione a bilancio di massa negativo.

Il bilancio di massa di un ghiacciaio è la differenza tra l'accumulazione e le perdite per ablazione (fusione), espresse in volume equivalente di acqua, su di un anno idrologico. In Svizzera, l'anno idrologico corrisponde al periodo tra il primo ottobre e il 30 settembre dell'anno seguente. Più la LEG sale in altitudine e più la superficie della zona di accumulazione diminuisce. Per un ghiacciaio in equilibrio con le condizioni climatiche, la superficie della zona di accumulazione corrisponde a circa due volte la superficie della zona di ablazione.

Tutto l'interesse di una cronologia relativa basata sugli stadi glaciali passa dal calcolo della LEG teorica per i paleo-ghiacciai che si stanno studiando. Esistono diversi metodi per la determinazione della LEG (vedi BENN & LEHMKUHL 2000): in questo lavoro sono stati utilizzati il metodo ipsometrico dell'AAR, il metodo della semi-differenza d'altitudine dei fronti glaciali e il metodo del radicamento delle morene laterali.

Metodo ipsometrico dell'AAR (metodo 2:1)

Questo metodo è basato sul presupposto che il rapporto di superficie tra la zona di accumulazione e la zona d'ablazione di un ghiacciaio resta costante nel tempo.

Applicando questo rapporto alla superficie ricostruita di un paleo-ghiacciaio, è possibile calcolare la sua LEG teorica. Il rapporto di superficie può venire espresso sia dal rapporto «superficie di accumulazione/superficie di ablazione» (Sa/Sc), sia dal rapporto «superficie di accumulazione/superficie totale» (AAR = Accumulation Area Ratio). In base alle ricerche svolte da KERSCHNER (1976, 1990) e da GROSS *et al.* (1977) su numerosi ghiacciai attuali, per le ricostruzioni della LEG si utilizza solitamente un rapporto Sa/Sc di 2:1, che corrisponde a un AAR di 0.67. La DLEG è stata calcolata utilizzando come riferimento l'altitudine della LEG nel 1850, che è considerato l'ultimo stadio importante durante il quale i ghiacciai potevano essere considerati in equilibrio climatico.

Figura 2.2 – Calcolo dell'altitudine della LEG per il ghiacciaio del Brenno allo stadio di Biasca.

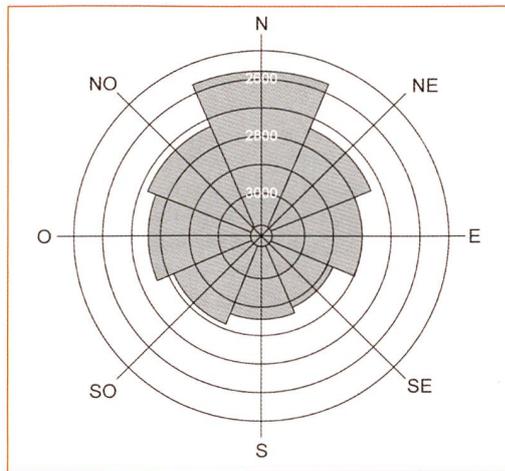
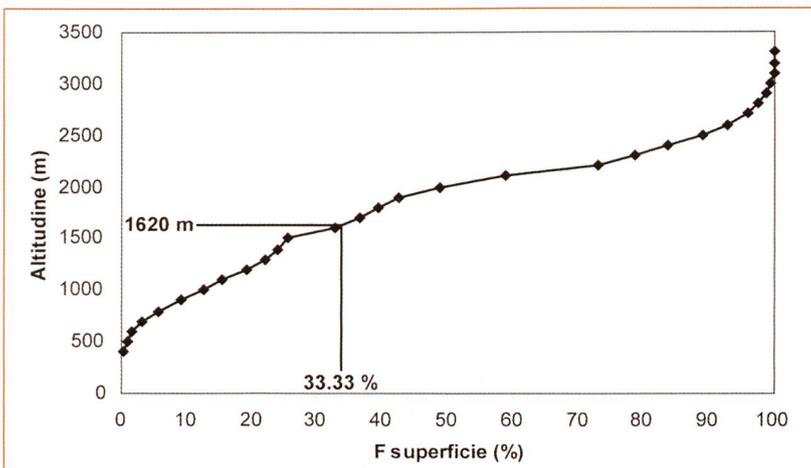


Figura 2.3 – Modello regionale di riferimento per la LEG allo stadio 1850 nelle Alpi Ticinesi orientali. Fonte: SCAPOZZA (sottomesso).



Metodo della semi-differenza d'altitudine dei fronti glaciali (metodo d/2)

Questo metodo è stato sviluppato da ZIENERT (1965) nella regione del Gran Paradiso e del Monte Bianco. Il solo parametro ritenuto nel calcolo della LEG è l'altitudine del fronte del ghiacciaio tra due stadi successivi. Secondo il metodo d/2, la differenza di altitudine delle LEG tra due stadi è uguale alla metà della differenza di altitudine al fronte. Questo metodo è applicato quando non è possibile compiere una ricostruzione affidabile della superficie di un ghiacciaio, ma se ne conosce solo approssimativamente la posizione del fronte. È inoltre applicato per controllare i calcoli eseguiti secondo il metodo 2:1.

Metodo del radicamento delle morene laterali (Moränensatzmethode)

La Moränensatzmethode, sviluppata da LICHTENECKER (1938), è basata sul presupposto che le morene laterali possono formarsi solo a valle della LEG, laddove le linee di flusso del ghiaccio di un ghiacciaio si dirigono verso la superficie. Il punto di radicamento delle morene laterali permette quindi di stimare l'altitudine minima della LEG. È importante precisare che questo metodo è applicabile solo a dei ghiacciai dalla topografia regolare e senza irregolarità del fondo roccioso (barre rocciose, gole), che possono impedire la formazione di morene (SCHOENEICH 1998a). Questo metodo è stato applicato al fine di controllare i calcoli eseguiti con i metodi 2:1 e d/2.

Calcolo della LEG secondo il metodo 2:1

La metodologia adottata per calcolare la LEG secondo il metodo 2:1 implica una ricostruzione della superficie del paleo-ghiacciaio. La topografia dell'apparato glaciale è stata in seguito ricostruita con un'equidistanza tra le curve di livello da 50 a 100 m secondo le dimensioni del ghiacciaio. Le curve di livello sono state disegnate in maniera concava nella zona di accumulazione (circo glaciale), e in maniera convessa nella zona di ablazione (tra le morene laterali). La superficie del ghiacciaio per ogni settore di 50 m (o 100 m) di altitudine sono quindi state calcolate, il che ha permesso di ottenere anche la superficie totale del ghiacciaio. L'altitudine della LEG è quindi stata ottenuta in maniera numerica in base a un'interpolazione lineare al percentile 33.33% sulla curva ipsografica della superficie del ghiacciaio (figura 2.2).

Un'altra variante di calcolo consiste nell'interpolazione della superficie glaciale con una griglia di altitudine (MNA – Modello Numerico di Altitudine) e di ottenere la LEG in base all'istogramma dell'altitudine per una percentuale di superficie data. Questa variante permette una ricostruzione tridimensionale del paleo-ghiacciaio (SCHOENEICH 1998a, SAILER *et al.* 1999, CARR & COLEMAN 2007). Entrambi i metodi richiedono l'utilizzo di un sistema di informazione geografico (SIG).

Una volta ottenuta l'altitudine della LEG, è possibile ottenere la DLEG per sottrazione alla LEG del livello di riferimento 1850 (DORTHE-MONACHON & SCHOENEICH 1993). Vista l'assenza di ghiacciai

Orientazione	Modelli locali			Modello regionale
	Greina – Piz Medel	Adula	Val Malvaglia – Pontirone	
N	2595	2550	2575	2580
NE	2730	2780	2775	2740
E	2795	-	-	2800
SE	2880	-	2895	2890
S	2810	2935	2880	2860
SW	-	-	-	2810
W	-	2770	2735	2760
NW	2710	2740	2690	2720

olocenici in alcuni settori delle Alpi Bleniesi, si è utilizzato un modello regionale di riferimento per la LEG 1850 (vedi SCAPOZZA, sottomesso) (figura 2.3), basato sull'integrazione di tre modelli locali per la regione Greina – Piz Medel, per il massiccio dell'Adula e per la Val Malvaglia – Val Pontirone (tabella 2.3).

Tabella 2.3 – Modelli locali e modello regionale di riferimento per la LEG 1850 nelle Alpi Ticinesi orientali. Tutte le altitudini sono espresse in m slm. Fonte: SCAPOZZA (sottomesso).

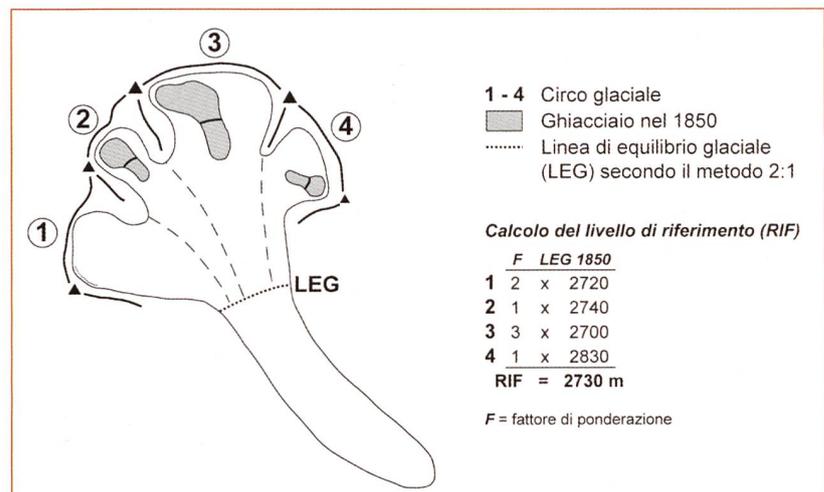
Quando il paleo-ghiacciaio risulta dalla confluenza di più ghiacciai, è stato calcolato un livello di riferimento «medio» per la LEG allo stadio 1850 in base a una media ponderata basata sul contributo di ogni zona di accumulazione alla superficie glaciale considerata (figura 2.4). Più la zona di accumulazione è importante e più il fattore di ponderazione sarà grande. La somma totale è in seguito divisa per il totale della somma di tutti i fattori di ponderazione.

2.1.3 L'AMBIENTE PERIGLACIALE ALPINO

Permafrost e rock glaciers

Il permafrost (o « permagelo ») è definito come una porzione della litosfera, che può essere della morena, del suolo, una falda di detrito, un rock glacier, della roccia, la cui temperatura resta sotto gli 0°C durante più di un anno (WASHBURN 1979) (box 2.1). La definizione di permafrost è basata esclusivamente su delle caratteristiche termiche, senza implicare la presenza di ghiaccio. A causa di questo carattere termico, si può trovare il permafrost ad alta latitudine (permafrost polare) o ad alta altitudine (permafrost alpino). Rispetto alla superficie occupata dal permafrost, si può distinguere tra *permafrost continuo* (> 80% della superficie), *discontinuo* (tra 80 e 30%) e *sporadico* (< 30%) (HARRIS 1986, GUODONG & DRAMIS 1992).

Figura 2.4 – Definizione del livello di riferimento in cui il paleo-ghiacciaio risulti dalla confluenza di più zone di accumulazione diverse. Modificato da MAISCH (1981).

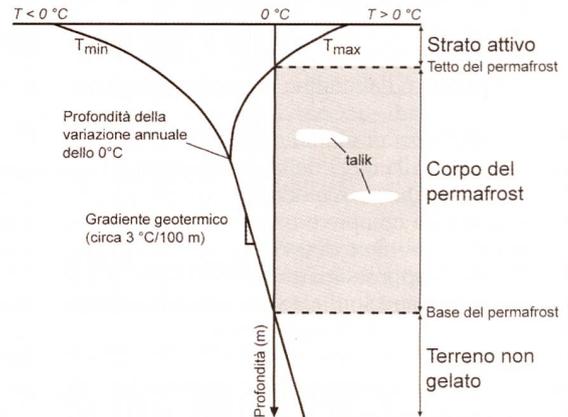


Box 2.1 – Stratigrafia del permafrost

La stratigrafia del permafrost presenta generalmente tre strati (figura 2.5):

- lo *strato attivo*, che sgela nel corso della primavera e dell’estate e che gela di nuovo tra la fine dell’autunno e l’inizio dell’inverno. Nelle Alpi, lo spessore dello strato attivo varia generalmente tra 3 e 5 metri;
- il *corpo del permafrost*, che costituisce lo strato gelato in permanenza ed è separato dallo strato attivo dal *tetto del permafrost*. Delle zone non gelate possono in ogni caso essere presenti anche all’interno del corpo del permafrost: sono i *talik*;
- la *base del permafrost*, che separa il corpo del permafrost dal terreno non gelato sottostante. Nelle Alpi, la base del permafrost si trova generalmente a qualche decina di metri di profondità.

Figura 2.5. Struttura del permafrost e andamento della temperatura al suolo e nel sottosuolo in presenza di permafrost. Modificato da FRENCH (1996).



Se il materiale che compone il sottosuolo contiene degli interstizi, essi possono riempirsi di ghiaccio. La proporzione di ghiaccio rispetto al volume degli interstizi determina il grado di saturazione del permafrost, che può essere *insaturo* se il ghiaccio non riempie gli interstizi, *saturo* se il volume del ghiaccio è uguale a quello degli interstizi e *soprassaturato* se il volume del ghiaccio è superiore a quello degli interstizi (BARSCH 1996).

Il permafrost alpino, se è di carattere discontinuo e soprassaturato in ghiaccio, se caratterizza sedimenti sciolti e se le condizioni topografiche lo permettono, può cominciare a fluire verso valle grazie alla deformazione del ghiaccio in esso contenuto (HAEBERLI 1985). La forma più spettacolare legata a questo processo è il rock glacier. Una differenziazione tra i rock glaciers può essere effettuata in base all’origine dei sedimenti sciolti, alla forma e al grado d’attività (BARSCH 1996):

- secondo l’origine dei sedimenti sciolti, si distingue tra rock glacier di versante (*talus rockglacier*), alimentato da falde di detrito, e rock

glacier di detriti morenici (*debris rockglacier*), alimentato da sedimenti morenici;

- secondo la forma generale, si distingue tra rock glacier vallivo (*tongue-shaped rockglacier*) e rock glacier lobato (*lobate rockglacier*). I *protalus ramparts* sono dei rock glaciers embrionali e corrispondono a delle forme intermedie tra le falde di detrito e i rock glaciers;
- secondo il grado d’attività, si distingue tra rock glacier *attivo* (foto 2.1), contenente del ghiaccio e in movimento, rock glacier *inattivo* (foto 2.2), contenente del ghiaccio ma non in movimento, e rock glacier *relitto* (foto 2.3), nel quale il ghiaccio è assente. Nel caso dei rock glaciers inattivi, bisogna distinguere tra *inattività climatica*, dovuta allo scioglimento parziale del ghiaccio che non è quindi più in grado di garantire un movimento, e *inattività dinamica*, dove il movimento è impedito da un ostacolo o da una contropendenza.

Tabella 2.4 – Caratteristiche morfologiche dei rock glaciers secondo il loro grado di attività.

	Caratteristiche dei rock glaciers secondo HAEBERLI (1985) e BARSCH (1988)	Osservazioni nel massiccio della Cima di Gana Bianca (SCAPOZZA & REYNARD 2007)	Esempio nel massiccio della Cima di Gana Bianca
Rock glaciers attivi/inattivi	Fronte ripido: 35-45° se attivo, < 35° se inattivo	Pendenza del fronte tra 35 e 41°	RG di Gana Bianca
	Rilievo convesso	Rilievo convesso. Presenza di rughe trasversali e longitudinali	RG dell’Alpe Pièi
	Sorgenti al fronte (0-2°C)	Sorgenti al fronte (0-2°C)	RG di Gana
	Permafrost probabile/possibile	Permafrost probabile/possibile	RG di Piancabella
	Licheni rari e sedimenti fini sul fronte se attivo, licheni e sedimenti fini sul fronte più rari se inattivo	Assenza o presenza di licheni (diametro < 5 cm) sul fronte e talora nella parte centrale. In qualche caso, cespugli di rododendro e di mirtillo. Sedimenti fini sul fronte assenti se inattivo.	RG di Forca
Rock glaciers relitti	Assenza di evidenze di movimento	Copertura continua della vegetazione sotto forma di landa a ericacee e talora di essenze legnose (soprattutto larice)	RG dell’Alpe di Sceru (Sceru I)
	Superficie caratterizzata da depressioni termocarsiche	Superficie caratterizzata da depressioni termocarsiche evidenti	RG dell’Alpe di Quarnei
	Pendenza del fronte < 35°	Pendenza del fronte tra 28 e 32°	RG di Prou
	Sorgenti al fronte > 2°C	Sorgenti al fronte > 2°C	RG di Lavill II

La morfologia di un rock glacier è un fattore importante per la sua classificazione. Se l’origine dei sedimenti sciolti e la forma sono determinabili dall’analisi del contesto topografico, la determinazione del grado di attività necessita delle osservazioni di dettaglio. Ad esempio, la pendenza e la sedimentologia del fronte, la copertura vegetale e la morfologia di superficie permettono di distinguere morfologicamente se un rock glacier è attivo, inattivo o relitto (tabella 2.4).

Ai rock glaciers, che possiamo considerare delle forme semplici, possiamo aggiungere delle forme complesse che sono indicatrici della presenza di permafrost. Tra queste abbiamo le morene di spinta (*push-moraines*), che sono dei sedimenti gelati deformati dall’avanzata di un ghiacciaio parzialmente freddo alla base, e i ghiacciai coperti, che sono una forma intermedia tra i rock glaciers e i ghiacciai ricoperti da sedimenti sciolti (vedi, ad esempio, DELALOYE *et al.* 2003, REYNARD *et al.* 2003, LAMBIEL *et al.* 2004, LUGON *et al.* 2004).

Significato paleoclimatico dei rock glaciers

I rock glaciers attivi e inattivi si sarebbero sviluppati durante le fasi fredde dell’Olocene, come lo

attestano le numerose datazioni di suoli sepolti o ceneri vulcaniche ricoperte dall'avanzata di un rock glacier (ad esempio, MORTARA *et al.* 1992, GIRAUDI & FREZZOTTI 1997, CALDERONI *et al.* 1998, HAEBERLI *et al.* 1999, GIRAUDI 2002, DRAMIS *et al.* 2003) (tabella 2.5). In particolare, alcune di queste datazioni (1-2, 4-10, 12-14) indicherebbero che la formazione dei rock glacier tuttora attivi sia posteriore all'Atlanticum (tra 8000 e 5000 anni BP), e daterebbe in gran parte della fine del Subboreale e del Subatlanticum (tra 3100 e 0 anni BP). Questo quadro cronologico è confermato anche dalla morfologia dei rock glaciers attivi e inattivi. I rock glaciers attivi sono generalmente «monomorfici» (foto 2.4), il che indica che non sono stati perturbati dalle variazioni climatiche minori e che si sono quindi sviluppati in maniera continua durante gli ultimi 3000 anni (FRAUENFELDER & KÄÄB 2000). I rock glaciers inattivi, al contrario, sono generalmente «polimorfici» (foto 2.5), e possono presentare più lobi sovrapposti con un diverso grado di attività, il che testimonia di una loro inattivazione durante il periodo Atlanticum e in funzione dei cambiamenti climatici maggiori che hanno caratterizzato l'Olocene (FRAUENFELDER & KÄÄB 2000, LAMBIEL & REYNARD 2003).

I rock glaciers relitti si situano generalmente a più bassa altitudine rispetto ai rock glaciers attivi e inattivi. Nelle Alpi, la depressione del permafrost tra rock glaciers attivi e inattivi e rock glaciers relitti è compresa tra 130 e 600 m secondo la regione, il che corrisponde a una diminuzione di temperatura compresa tra 0.8 e 3.6°C (tabella 2.6). Queste differenze di temperatura essendo troppo alte per essere attribuite all'Olocene, se ne conclude che la formazione dei rock glaciers relitti si sia prodotta durante il Tardiglaciale, e che la loro progressiva inattivazione si sia prodotta al momento della transizione Pleistocene/Olocene (10'000 anni BP) a partire dal Preboreale.



Foto 2.1 – Il rock glacier attivo di Gana (rock glacier lobato di versante), sul versante orientale della Cima di Gana Bianca (alta Val Malvaglia) (foto C. Scapozza).

Foto 2.2 – Il rock glacier inattivo dell'Alpe Pièi (rock glacier vallivo di versante), tra la Cima del Simano e la Cima di Gana Bianca (Valle di Blenio) (foto C. Scapozza).

Foto 2.3 – Il rock glacier relitto dell'Alpe di Sceru (Sceru I: rock glacier vallivo di versante e di detriti morenici), sul versante destro della Val Malvaglia (foto C. Scapozza).

Tabella 2.5 – Datazioni al radiocarbonio di alcuni rock glaciers attivi e inattivi delle Alpi e degli Appennini.

ID	Rock glacier	Localizzazione	Età ¹⁴ C anni BP	Grado di attività	Codice di laboratorio	Fonte
1	La Foppa 1	Alta Valtellina	790 ± 60	Attivo	Roma-200	1
2	La Foppa 1	Alta Valtellina	1120 ± 60	Attivo	Roma-375	1
3	La Foppa 2	Alta Valtellina	5000 ± 70	Incerto	Roma-204	1
4	Foscagno	Alta Valtellina	2200 ± 60	Attivo	Roma-208	1
5	Foscagno	Alta Valtellina	2700 ± 70	Inattivo	Roma-209	1
6	Monte Castelletto	Alta Valtellina	3430 ± 70	Inattivo	Roma-206	1
7	Val di Campo	Alta Valtellina	1340 ± 65	Attivo	Roma-307	1
8	Cima Rossa	Alta Valtellina	2710 ± 70	Inattivo	Roma-376	1
9	Val Pasquale	Alta Valtellina	2650 ± 50	Inattivo	BA-2335	2
10	Val Rhemé	Valle d'Aosta	3965 ± 140	Inattivo	GX-14742	3
11	Campo Imperatore	Appennini	8035 ± 140	Inattivo	UD-399	4
12	Val Maone	Appennini	3180 ± 40	Inattivo	BA-145529	5
13	Val Maone	Appennini	780 ± 40	Inattivo	BA-145530	5
-	Murtèl I	Alta Engadina	2340 ± 100	Attivo	ETH-14228	6
-	Murtèl II	Alta Engadina	2165 ± 100	Attivo	ETH-14229	6
14	Media Murtèl	Alta Engadina	2250 ± 100	Attivo	-	6

Compilazione da

- (1) CALDERONI *et al.* 1998;
 (2) DRAMIS *et al.* 1993;
 (3) MORTARA *et al.* 1992;
 (4) GIRAUDI & FREZZOTTI (1997);
 (5) GIRAUDI (2002);
 (6) HAEBERLI *et al.* (1999).

Tabella 2.6 – Depressione del permafrost (DP) e differenza di temperatura (ΔT°) tra i rock glaciers attivi e inattivi (RGa) e i rock glaciers relitti (RGr) per alcune regioni delle Alpi.

La ΔT° è stata calcolata con un gradiente verticale di temperatura per un'atmosfera standard di 0.6°C/100 m secondo la formula 2.1. L'altitudine media dei rock glaciers relitti non tiene conto della possibilità di avere più di una generazione di queste forme.

Regione	Fonte	Alt. media RGa (m slm)	Alt. media RGr (m slm)	DP (m)	DT° (°C)
Gana Bianca (TI)	SCAPOZZA & REYNARD (2007)	2445	2030	415	2.5
Entremont (VS)	DELALOYE & MORAND (1998)	2505	2215	290	1.7
Bagnes-Hérémence (VS)	LAMBIEL (1999)	2540	2135	405	2.4
Err-Julier (GR)	FRAUENFELDER <i>et al.</i> (2001)	-	-	550	3.3
Haute Vallée de l'Arc (F)	MONNIER (2004)	2675	2255	420	2.5
Ferwall Group (A)	SAILER & KERSCHNER (1999)	-	-	400	2.4
Adamello-Presanella (I)	BARONI <i>et al.</i> (2004)	2480	2060	420	2.5
Monte Emilius (I)	SMIRAGLIA (1992)	2850	2450	400	2.4
Lombardia (I)	GUGLIELMIN & SILETTO (2000)	2530	2130	400	2.4
Alpi Cozie (I)	DRAMIS <i>et al.</i> (2003)	2630	2285	345	2.1
Alpi Graie (I)	DRAMIS <i>et al.</i> (2003)	2680	2290	390	2.3
Alpi Pennine (I)	DRAMIS <i>et al.</i> (2003)	2575	2340	235	1.4
Alpi Retiche (I)	DRAMIS <i>et al.</i> (2003)	2510	2130	380	2.3
Alpi Lepontine (I)	DRAMIS <i>et al.</i> (2003)	2230	2100	130	0.8
Alpi Atesine (I)	DRAMIS <i>et al.</i> (2003)	2595	2280	315	1.9
Dolomiti (I)	DRAMIS <i>et al.</i> (2003)	2365	2105	260	1.6

Box 2.2 – Calcolo delle paleotemperature

La differenza di temperatura tra due generazioni di rock glaciers si può calcolare come segue (KERSCHNER 1985):

$$T_a = (z_{RGa} - z_{RGr}) * (T / z) = DP * (T / z) \quad (2.1)$$

dove: T_a = differenza di MAAT tra i due stadi considerati (°C);
 z_{RGa} = altitudine del fronte dei rock glaciers attivi e inattivi (m slm);
 z_{RGr} = altitudine del fronte dei rock glaciers relitti (m slm);
 T / z = gradiente verticale di temperatura (°C/m);
 DP = depressione del permafrost (m).

Stimando MAAT all'altitudine del fronte dei rock glaciers attivi e inattivi (formule 1.2 e 1.3), diventa allora possibile calcolare i valori assoluti di MAAT per ogni generazione di rock glaciers. La differenza di temperatura ottenuta grazie ai rock glaciers permette di calcolare MAAT all'altitudine della linea di equilibrio dei ghiacciai (LEG) per lo stadio glaciale contemporaneo (o ritenuto contemporaneo) alla generazione di rock glaciers considerata, come segue (KERSCHNER 1985):

$$T_{LEGr} = T_{LEGa} + T_a - (z_{LEGa} - z_{LEGr}) * (T / z) = T_{LEGa} + T_a - DLEG * (T / z) \quad (2.2)$$

dove: T_{LEGr} = MAAT alla LEG nel passato (°C);
 T_{LEGa} = MAAT alla LEG attuale (1850) (°C);
 T_a = differenza di MAAT tra i due stadi considerati (°C), determinata in base ai rock glaciers (formula 2.1);
 z_{LEGa} = altitudine della LEG attuale (1850) (m slm);
 z_{LEGr} = altitudine della LEG per lo stadio considerato (m slm);
 T / z = gradiente verticale di temperatura (°C/m);
 DLEG = depressione della LEG (m).

Un metodo interessante per eseguire una datazione relativa dei rock glaciers relitti è quello di confrontare la loro posizione con le superfici glaciali alla fine del Dryas antico (verso 13'000 anni BP) e al Dryas recente (tra 11'000 e 10'000 anni BP) (LAMBIEL & REYNARD 2003, SCAPOZZA *et al.* 2008b): i rock glaciers compresi nell'area di un paleo-ghiacciaio durante uno stadio glaciale hanno potuto formarsi solamente dopo il ritiro del ghiacciaio. Questo indica che, cronologicamente, il rock glacier considerato è posteriore allo stadio glaciale considerato. Al fine di interpretare correttamente le datazioni relative, è indispensabile tener conto delle relazioni morfologiche e stratigrafiche con i depositi morenici, per esempio con l'ausilio di rock glaciers di detriti morenici o di rock glaciers che sono stati rimaneggiati da un'avanzata glaciale. Una volta ricostruita la sequenza morfostratigrafica di ritiro glaciale, comprendente tutti gli stadi glaciali considerati e le generazioni di rock glaciers, è possibile eseguire un certo numero di calcoli paleoclimatici che permettono di ricostruire le paleotemperature per ogni generazione di rock glaciers (box 2.2).

La temperatura alla LEG 1850 (considerata come il riferimento per le ricostruzioni paleoclimatiche) può essere calcolata in base a MAAT attuale stimata all'altitudine della LEG 1850 (formule 1.2 e 1.3). È importante tener conto che bisogna correggere MAAT calcolata all'altitudine della LEG 1850, poiché MAAT attuale (determinata sul periodo 1961-1990) non corrisponde a MAAT 1850. Il fattore di correzione è stato calcolato in base ai dati omogeneizzati di 10 stazioni della rete di MeteoSvizzera tra il 1864 e il 2000 (BEGERT *et al.* 2005) (tabella 2.7).

Una volta calcolata MAAT rispetto al 1850 per la LEG e per le generazioni di rock glaciers, è infine possibile comporre una cronologia relativa degli stadi glaciali in base a MAAT normalizzata a 2000 m slm (vedi, ad esempio, KERSCHNER 1985, SCAPOZZA *et al.* 2008b).

Regione	Stazioni meteorologiche	Fattore di correzione	Correzione 1990-1850
Sud delle Alpi	Lugano, Segl-Maria	0.6 °C/100 anni	-0.84 °C
Svizzera orientale	Säntis	1.1 °C/100 anni	-1.54 °C
Svizzera centrale	Engelberg	0.9 °C/100 anni	-1.26 °C
Vallese	Sion	1.2 °C/100 anni	-1.68 °C
Svizzera occidentale	Ginevra	1.0 °C/100 anni	-1.40 °C
Mittelland	Zurigo, Berna	0.9 – 1.0 °C/100 anni	-1.26 – -1.40 °C
Giura	Chaumont, Basilea	1.1 °C/100 anni	-1.54 °C



Tabella 2.7 – Fattori di correzione di MAAT tra il 1850 e il 1990. Dati: BEGERT *et al.* (2005). La correzione proposta tiene conto di un intervallo di 140 anni (1850-1990), il che rende possibile il calcolo di MAAT 1850 in base alla norma climatologica 1961-1990.

Foto 2.4 – Esempio di rock glacier monomorfo: il rock glacier attivo/inattivo del Passo Predèlp (Valle di Santa Maria) (foto C. Scapozza).

Foto 2.5 – Esempio di rock glacier polimorfo: il rock glacier dell'Alpe Pièi (Valle di Blenio). Le frecce indicano la posizione del fronte dei due lobi sovrapposti (foto C. Scapozza).

2.2 LA STORIA GLACIALE E PERIGLACIALE

2.2.1 STATO DELLE RICERCHE SUL QUATERNARIO RECENTE IN TICINO

Le ricerche riguardanti la paleogeografia del ghiacciaio del Ticino e dei suoi affluenti durante il Pleistocene si sono limitate principalmente a due aspetti:

- da una parte, la cartografia e lo studio stratigrafico dei depositi glaciali e paraglaciali dei lobi pedemontani dei ghiacciai del Ticino e dell'Adda durante gli ultimi cicli glaciali, in particolare nel Ticino meridionale (ad esempio, PASQUIER 1974, NIESSEN & KELTS 1989, MAGGI 1991, BINI *et al.* 1992, EBERHARD 1992, SGARIA 1992, FELBER 1993, 2002, BINI *et al.* 2001), in Lombardia (ad esempio, BINI 1987, 1997, BINI *et al.* 1989, 1996, ROSSI *et al.* 1991, BINI & ZUCCOLI 2001) e in Piemonte (ad esempio, DA ROLD 1990, SIDLER & HANTKE 1993, BERSEZIO *et al.* 1999).
- d'altra parte, gli studi generali concernenti l'Ultimo Massimo Glaciale (UMG) (ad esempio, JÄCKLI 1962, FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, 2000) e le condizioni morfoclimatiche che ne conseguivano (ad esempio, HAEBERLI & PENZ 1985).

Per quel che riguarda l'ultima deglaciazione, gli studi concernenti i ghiacciai durante il Tardiglaciale si sono limitati fino ad ora alle valli laterali o agli ultimi stadi glaciali del Pleistocene (ad esempio, SEIFFERT 1953, ZELLER 1964, RENNER 1982, FONTANA *et al.* 2008a, SCAPOZZA *et al.* 2008b). Se non si considera il lavoro monumentale, ma assai generale, di HANTKE (1983), nessuna sintesi regionale della deglaciazione delle valli superiori del Ticino è ancora stata compilata. La paleogeografia e paleoclimatologia tardiglaciale e olocenica delle valli ticinesi è quindi basata essenzialmente su delle datazioni di coleotteri e mammiferi (ad esempio, FOCARILE 1991, BLANT *et al.* 2004, 2007, BONA 2005, ANTOGNINI *et al.* 2008) e sull'analisi di profili pollinici (ad esempio, ZOLLER 1960, 1987, TORONI 1969, ZOLLER & KLEIBER 1971, MÜLLER 1972, TINNER *et al.* 2003, VESCOVI *et al.* 2007). Le fluttuazioni oloceniche dei ghiacciai ticinesi sono nell'insieme poco conosciute. Le ricerche in questo campo si sono in effetti concentrate quasi esclusivamente sulla Piccola Era Glaciale (PEG) e sulle fluttuazioni recenti dei ghiacciai (ad esempio, PELLEGRINI 1973, MAISCH 1992, AELLEN *et al.* 1995, RIVA 2006, VALEGGIA *et al.* 2006, STROZZI & VALENTI 2007, SCAPOZZA, sottomesso).

La storia glaciale e postglaciale della parte mediana delle grandi vallate del Sud delle Alpi, a monte delle zone caratterizzate dai lobi pedemontani all'UMG e a valle delle zone glaciali attuali, resta ancora poco conosciuta. Fatta eccezione degli studi di VENZO *et al.* (1999) sul riempimento del solco glaciale di Bellinzona, di ANTOGNINI & VOLPERS (2002) sulla frana di Chironico e di qualche datazione in sondaggi a carattere geotec-

nico (ad esempio, AMMAN 1988, OPPIZZI 1988, LODETTI *et al.* 2005), nessuno studio di dettaglio di questa regione del Ticino è mai stato eseguito.

2.2.2 L'ULTIMO MASSIMO GLACIALE (UMG)

Quadro cronologico e stratigrafico

L'Ultimo Massimo Glaciale (UMG o LGM – *Last Glacial Maximum*) è definito come la massima estensione glaciale posteriore allo stadio isotopico oceanico (OIS) 5e (l'ultimo interglaciale, conosciuto anche con il nome di Eemiano), ed equivale al massimo dell'ultima glaciazione (SCHOENEICH 1998b). In conformità con questa definizione basata sul tasso di variazione della quantità di ghiaccio continentale determinata grazie alle curve isotopiche marine, alcuni autori situano l'UMG dei ghiacciai alpini all'OIS 2, vale a dire tra 22'000 e 18'000 ¹⁴C anni BP (ad esempio, SCHLÜCHTER 1988, 1989, 2004, KELLER & KRAYS 1993, PREUSSER 2004). Questa attribuzione cronologica sembra essere confermata dalle età di esposizione di alcuni blocchi erratici della morena frontale del lobo svizzero del ghiacciaio del Rodano a Wangen a.A. (IVY-OCHS *et al.* 2004). Un'attribuzione cronologica diversa è stata proposta da SCHOENEICH (1998b) sulla base delle serie di datazioni disponibili per l'UMG dei ghiacciai del Rodano, della Linth e del Reno: secondo questo autore, l'UMG alpino potrebbe essere anteriore all'ultimo picco freddo registrato sulle curve isotopiche oceaniche (verso 27'000 ¹⁴C anni BP).

Le datazioni eseguite al Sud delle Alpi per i lobi pedemontani dei ghiacciai del Ticino e dell'Adda situano l'*Episodio di Cantù* (l'equivalente dell'UMG), tra 20'000 e 18'000 ¹⁴C anni BP (OROMBELLI 1974, 1983a, b, ALESSIO *et al.* 1978, BINI 1987, 1997, FELBER 1993, BINI *et al.* 2001), il che permette di confermare le datazioni dell'UMG effettuate al Nord delle Alpi. Durante l'ultima glaciazione, la *Glaciazione di Cantù*, il ghiacciaio del Ticino aveva un'estensione più limitata rispetto alle glaciazioni precedenti (BINI *et al.* 2001): il lobo del Verbano occupava solo la metà del Lago di Varese e aveva il suo fronte a monte di Sesto Calende, mentre il lobo del Ceresio arrivava a nord di Varese per il braccio di Porto Ceresio e nella regione di Como – Chiasso (dove confluiva con il ghiacciaio dell'Adda) per il braccio di Capolago.

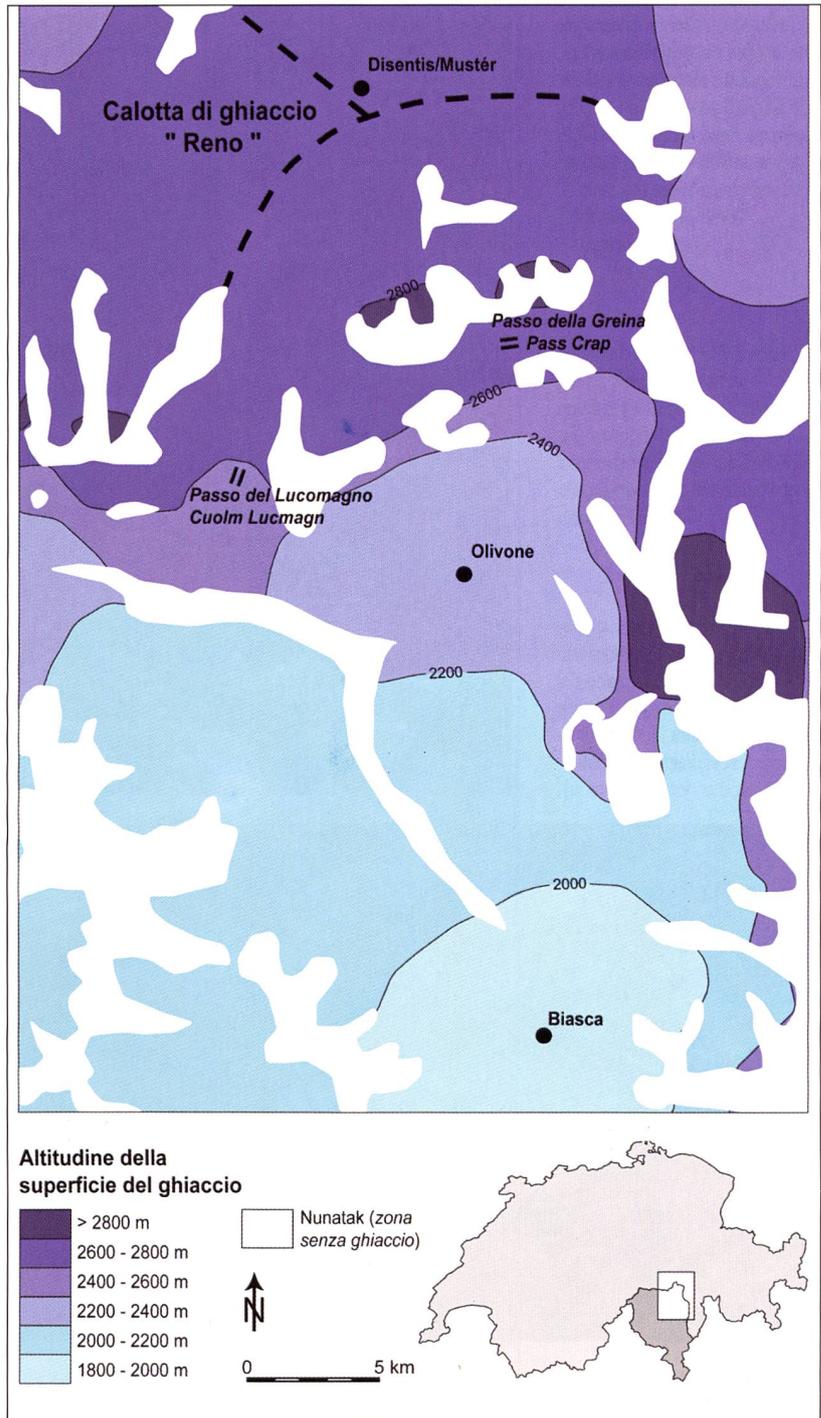
Secondo le ricerche effettuate da FLORINETH & SCHLÜCHTER (1998, 2000) sulla geometria della superficie glaciale e sui flussi di ghiaccio durante l'UMG nelle Alpi Centrali, i lobi pedemontani dei ghiacciai del Ticino, del Reno e del Rodano erano alimentati da alcune calotte di ghiaccio situate sull'Alta Surselva (GR) e sulla Valle di Goms (VS): questo implica un sincronismo dell'UMG tra questi tre complessi glaciali. Il ghiacciaio del Ticino era

quindi alimentato dal ghiaccio proveniente dal Nord delle Alpi, che diffuiva verso sud, da una parte per il Passo della Novena (alimentato dalla calotta glaciale del Rodano), d'altra parte per il Passo del Lucomagno e la regione della Greina (alimentati dalla calotta glaciale del Reno) (figura 2.6).

La posizione di queste calotte di ghiaccio verso la cresta delle Alpi indica che, durante l'UMG, le masse d'aria verso le Alpi dovevano provenire in prevalenza da sud-ovest (al contrario di oggi, dove sono le masse d'aria provenienti da ovest ad essere dominanti). Questa particolare situazione meteorologica sarebbe stata provocata alla discesa in latitudine del Fronte Polare verso 45-50° Nord nell'Atlantico settentrionale, dovuta all'importante avanzata dei ghiacci marini dell'Artico (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, 2000). La conseguenza principale di questo particolare assetto climatico è stato un aumento delle precipitazioni al Sud delle Alpi e una diminuzione importante delle precipitazioni al Nord delle Alpi. Questo aspetto potrebbe spiegare le velocità basali molto più elevate dei ghiacciai del Sud delle Alpi rispetto a quelli del Nord delle Alpi all'UMG (HAEBERLI & PENZ 1985).

**La regione delle Greina:
un flusso glaciale complesso**

Nel corso dell'UMG, la regione della Greina era situata a sud della calotta di ghiaccio localizzata sull'Alta Surselva (calotta del Reno), e deve essere stata caratterizzata da flussi di ghiaccio in direzione nord-sud. La sua vicinanza con il centro della calotta deve aver provocato un'altitudine assai elevata del ghiaccio sull'insieme della regione: come si può vedere nella figura 2.6, FLORINETH & SCHLÜCHTER (2000) stimano quest'altitudine a 2600 m slm. La scala alla quale questa modellazione è stata eseguita ci spinge a essere prudenti riguardo a questi dati. È in effetti assai probabile che, durante l'UMG, la Greina presentava un'importante glaciazione propria: l'altitudine importante proveniente dalla calotta di ghiaccio del Reno, così come la presenza dei ghiacciai locali, lascia supporre che solo le zone più elevate dovevano essere sprovviste di ghiaccio. Si tratta principalmente delle cime del Piz Valdraus, del Piz Gaglianera, del Piz Vial, del Piz Greina, del Piz Stgir, del Piz Zamour, del Piz Canal, del Piz Terri, del Pizzo Güida, del Piz Ner e del Pizzo Coroi.



ciaio del Terri). Nella zona di Crap la Crusch, questo flusso di ghiaccio doveva diffuire in due direzioni. Il flusso di ghiaccio principale proseguiva in direzione sud, verso l'Alpe di Motterascio, mentre un altro flusso di ghiaccio diffuiva in direzione ovest verso il Passo della Greina, come mostra chiaramente la forma delle rocce montonate dei Cogn dei Lavazz. Il flusso di ghiaccio che dal passo della Greina scendeva verso l'alta Val Camadra doveva essere in parte alimentato dai ghiacciai locali del versante meridionale del Piz Valdraus, del Piz Gaglianera e del Piz Vial e del versante settentrionale del Pizzo Coroi. Per quel che concerne l'altitudine massima del ghiaccio nella regione della Greina, non è stato possibile confermare il modello proposto da FLORINETH &

Figura 2.6 – Ricostruzione della geometria della superficie glaciale e dei flussi di ghiaccio durante l'UMG nelle Alpi Bleniesi. Modificato da FLORINETH & SCHLÜCHTER (1998, 2000).

L'analisi delle forme di erosione glaciale della regione, in particolare della forma delle rocce montonate (*roches moutonnées*), della direzione delle strie e di altre microforme di erosione glaciale (foto 2.6, 2.7 e 2.8), ha permesso di completare il quadro generale proposto da FLORINETH & SCHLÜCHTER (1998, 2000) e di proporre un modello dei flussi glaciali nella regione della Greina durante l'UMG (FONTANA *et al.* 2008a) (figura 2.7).

L'analisi delle rocce montonate e delle microforme di erosione glaciale ha permesso di provare la presenza di un importante flusso di ghiaccio proveniente da nord, comprendente in maggior parte i ghiacci della calotta del Reno e in minor parte i ghiacci provenienti dalla Val Canal (ghiaccio

Foto 2.6 – Rocce montonate nella zona dei Cogn dei Lavazz, sul versante meridionale del Piz Gaglianera (vedi figura 2.7). La forma delle rocce montonate, indica uno scorrimento glaciale da est verso ovest (da sinistra verso destra sulla foto) (foto G. Fontana).



Foto 2.7 – Strie glaciali negli gneiss del Massiccio del Gottardo nella regione dei Cogn dei Lavazz (vedi figura 2.7). La matita indica la direzione di scorrimento del paleo-ghiacciaio (foto G. Fontana).

Foto 2.8 – Intaccature semilunate negli gneiss del Massiccio del Gottardo nella regione dei Cogn dei Lavazz (vedi figura 2.7). La matita indica la direzione di scorrimento del paleo-ghiacciaio (foto G. Fontana).



SCHLÜCHTER (1998, 2000). Siccome la regione presentava ancora una glaciazione importante durante la PEG, non vi sono delle trimlines (limite massimo di erosione glaciale) che possono essere attribuite con certezza all'UMG. L'altitudine massima del ghiacciaio nella zona di accumulazione, in effetti, varia poco nel corso del tempo, il che permette raramente di conservare la trimline dell'UMG all'interno dei circhi glaciali che presentavano ancora dei ghiacciai alla PEG.

In conclusione, le osservazioni svolte permettono di affermare che, durante l'UMG, la regione della Greina era occupata da un'importante coltre di ghiaccio e che solo le cime più elevate fuoriuscivano dal ghiaccio sottoforma di nunataks. I ghiacciai locali, in particolare quelli del Terri, del versante meridionale del Piz Valdraus, del Piz Gaglianera e del Piz Vial e del versante settentrionale del Pizzo Coroi, dovevano contribuire in maniera apprezzabile ad alimentare l'importante flusso di ghiaccio proveniente dalla calotta situata sull'Alta Surselva. Questo flusso glaciale, che doveva diffuere sopra al Muot la Greina, si dirigeva in seguito verso sud e verso ovest, diffuendo nella regione di Crap la Crusch verso l'Alpe di Motterascio e verso il Passo della Greina.

2.2.3 IL TARDIGLACIALE: GENERALITÀ E DEFINIZIONE DELLO STADIO DI BIASCA

Morfostratigrafia e cronologia degli stadi

PENK & BRÜCKNER (1909), nel loro lavoro monumentale sulle Alpi durante le glaciazioni, avevano definito solamente tre stadi tardiglaciali; se ne riconoscono oggi almeno sei, ognuno di essi comportante più fasi (SCHOENEICH 1998a). Il modello

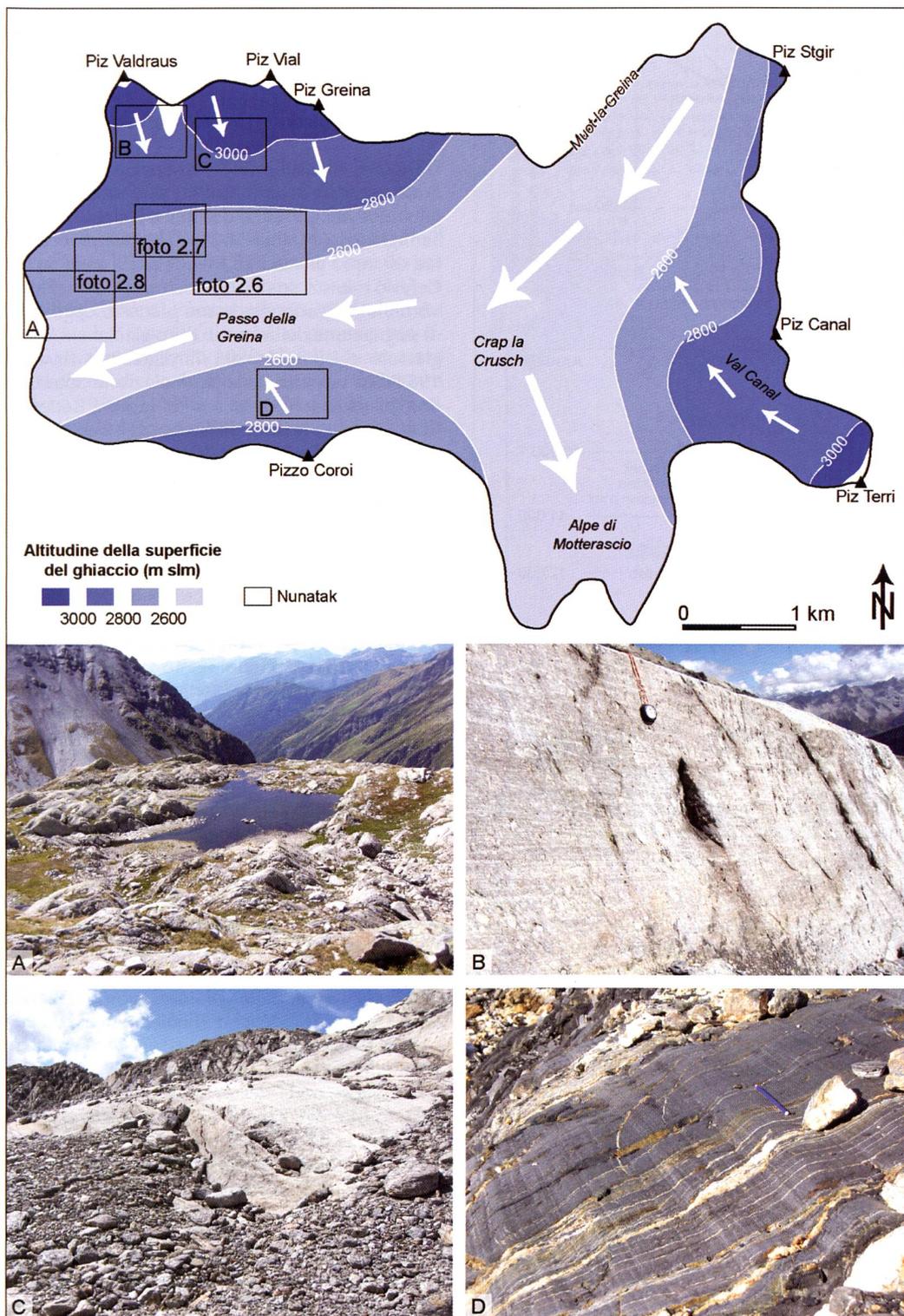


Figura 2.7 – Origine e direzione dei flussi di ghiaccio all'UMG nella regione della Greina e posizione delle foto 2.6, 2.7 e 2.8 di pagina 34 (foto A-D G. Fontana).

di riferimento attuale per le Alpi Svizzere è stato definito da MAISCH (1981, 1982, 1987) in base alle osservazioni condotte nelle Alpi Orientali, e comprende gli stadi di Bühl, Steinach, Gschnitz, Clavadel/Senders, Daun ed Egesen (figura 2.8A e tabella 2.1).

Un modello alternativo degli stadi tardiglaciali è stato compilato da SCHOENEICH (1998a, c). Questo autore propone, in base al confronto del ritmo delle fluttuazioni glaciali nelle Prealpi vodesi con le curve isotopiche della Groenlandia, di strutturare il modello degli stadi tardiglaciali in due com-

plexi principali di stadi: Bühl-Gschnitz-Daun da una parte ed Egesen *sensu lato* dall'altra, separati dall'interstadiale del Bølling- Allerød (figura 2.8B).

Per quel che concerne l'inizio del Tardiglaciale in Ticino, le datazioni riportate da FELBER (1993: 432-433) indicano che il Mendrisiotto, il Ceresio e il Verbano erano liberi dal ghiaccio verso 15'000 – 14'000 ¹⁴C anni BP. Per lo stadio di Biasca, che dovrebbe costituire il primo stadio indipendente del ghiacciaio del Brenno, BURGA & PERRET (1998) propongono un'età di circa 14'000 ¹⁴C anni BP. Questa attribuzione cronologica indica che il

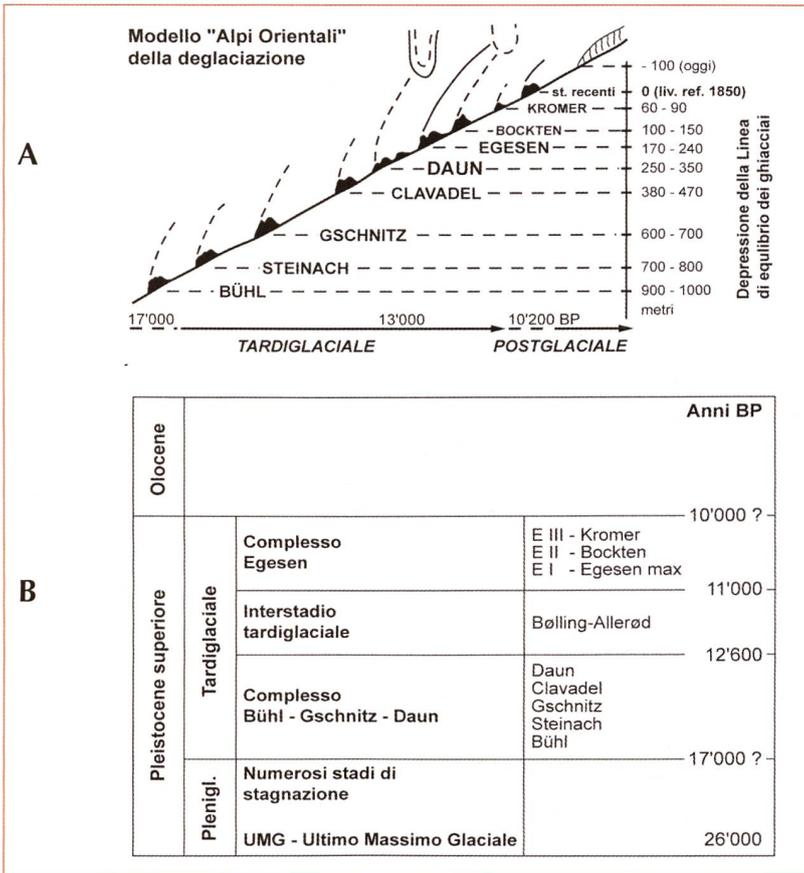


Figura 2.8 – A) Il modello degli stadi tardiglaciali di MAISCH (1982). B) Il modello degli stadi tardiglaciali di SCHOENEICH (1998a, c).

Figura 2.9 – Carta geomorfologica semplificata della Valle di Blenio a nord di Biasca, dove si trova una delle morene latero-frontali del ghiacciaio del Brenno attribuite allo stadio di Biasca.

ghiacciaio del Ticino/Brenno si era ritirato dagli anfiteatri del Ceresio e del Verbano verso la parte più interna delle valli superiori del Ticino in circa 1'000 anni.

Nei paragrafi seguenti, cercheremo di ricostituire nei dettagli gli stadi di ritiro glaciale della Valle di Blenio. In particolare, lo studio si concentrerà sulla definizione morfostratigrafica dello stadio di Biasca e sullo studio degli ultimi stadi tardiglaciali nel massiccio della Cima di Gana Bianca e nella regione della Greina. Per la descrizione geogra-

fica e geomorfologica della regione della Greina, vedi la parte 3.

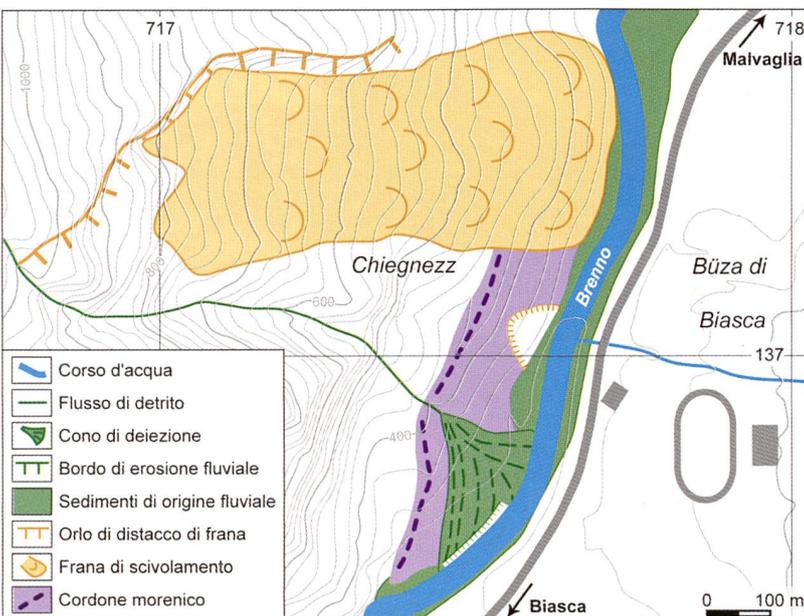
Lo stadio di Biasca

Dal punto di vista morfostratigrafico, lo stadio di Biasca sembra essere il primo vero stadio di progressione dei ghiacciai del Ticino e del Brenno al Tardiglaciale (HANTKE 1983). Gli stadi precedenti (ad esempio gli stadi di Melide per il braccio del Ceresio e lo stadio di Cugnasco per il braccio del Verbano), al contrario, erano piuttosto degli stadi di stagnazione della fase di ritiro glaciale al Pleniglaciale e all'inizio del Tardiglaciale (HANTKE 1983). La velocità della deglaciazione ante-Bølling ha dovuto essere molto rapida: secondo BURGA (1988), le zone di Campra (1400 m; Valle di Santa Maria) e della Bedrina (1200 m; Valle Leventina) erano già libere dal ghiaccio alla fine del Dryas antico (verso 13'000 ¹⁴C anni BP), mentre il Passo del Lucomagno era già libero dai ghiacci a partire dall'interstadio del Bølling.

Gli elementi morfologici che hanno permesso di ricostituire geometricamente il ghiacciaio del Brenno allo stadio di Biasca sono stati ripresi da HANTKE (1983) e parzialmente verificati direttamente sul terreno:

- presenza di resti di una morena latero-frontale a nord di Biasca, sulla sponda destra del fiume Brenno (figura 2.9). Questa morena è stata in parte ricoperta e rimobilizzata da una frana di scivolamento e da processi torrentizi, il che rende difficile riconoscere la morfologia del cordone morenico sul terreno;
- superficie del ghiacciaio a 600 m di altitudine alla confluenza con il ghiacciaio dell'Orino (Val Malvaglia). Questo dato si accorda con l'ipotesi di una superficie del ghiacciaio a 750 m di altitudine a monte della gola di raccordo della Val Malvaglia con la Valle di Blenio, marcata da una morena laterale a Sciarcé (bassa Val Malvaglia);
- superficie del ghiacciaio a 900 m di altitudine a Marolta (sponda destra del Brenno, a valle del Pizzo Molare) marcata da morene laterali;
- superficie del ghiacciaio a 1000 m di altitudine alla confluenza con il ghiacciaio della Soja (Val Soi), marcata dalla morena mediana del Mötra di Castellana, sopra ad Aquila. La presenza della morena è confermata da osservazioni personali;
- superficie del ghiacciaio tra 1100 e 1300 m di altitudine a sud-ovest di Olivone. Il livello 1100 m è marcato dalle morene laterali di Pianezza di Larescia (osservazioni personali), il livello 1140 m dalla morena di Larescia (HANTKE 1983; morena non ritrovata!), e il livello 1300 m dalla morena (o terrazza di kame) di Rambött (osservazioni personali). È possibile che la morena descritta da HANTKE (1983) a Larescia corrisponda a una delle morene di Pianezza di Larescia.

Malgrado i pochi elementi morfologici disponibili, è stata in ogni caso tentata una ricostruzione geometrica del ghiacciaio del Brenno allo stadio di Biasca (figura 2.10), il che ha permesso di determinare l'altitudine della LEG in base al metodo 2:1 (tabella 2.8).



2.2.4 GLI STADI GLACIALI NEL MASSICCIO DELLA CIMA DI GANA BIANCA

Inquadramento geografico

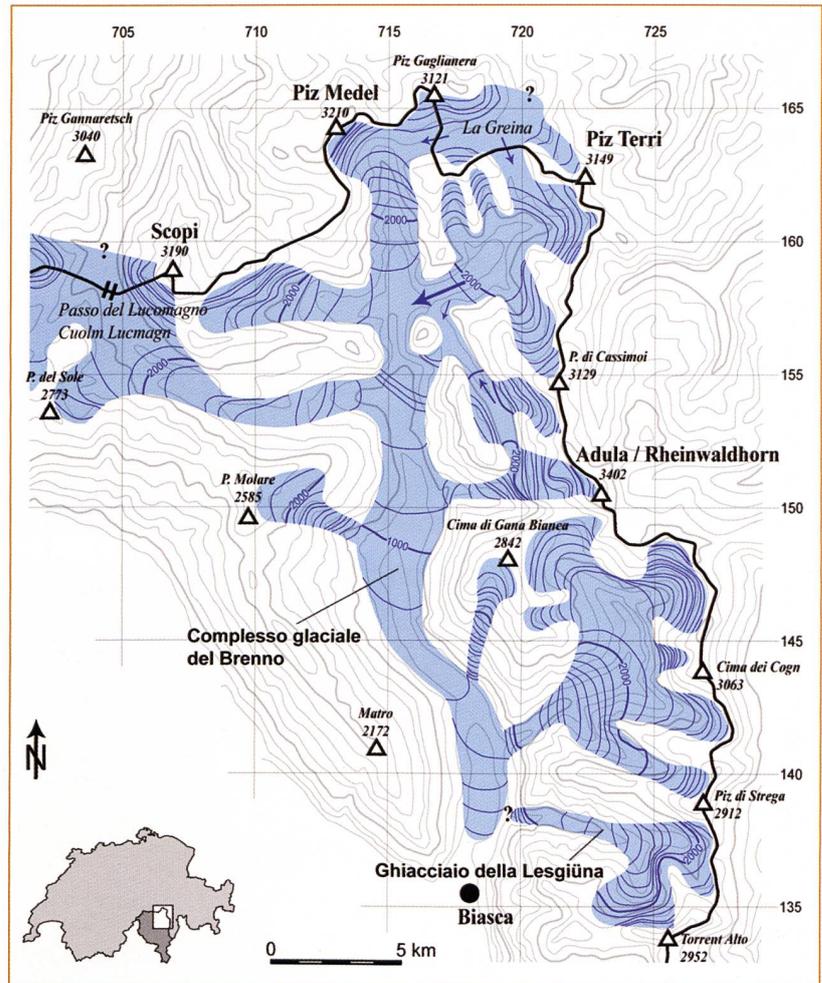
Il massiccio della Cima di Gana Bianca si situa nel settore sud-orientale della Valle di Blenio e costituisce lo spartiacque tra la parte centrale della Valle di Blenio e la Val Malvaglia, e comprende il Pizzo Forca (2583 m slm), la Cima di Gana Bianca (2842 m slm), la Cima di Gana Rossa (2687 m slm) e la Cima di Piancabella (2679 m slm). Ad eccezione di un piccolo nevaio permanente situato a valle del punto 2820 m slm, situato a sud della Cima di Gana Bianca (codice C45/01 in MAISCH 1992), la zona è sprovvista di altri ghiacciai e nevai permanenti. L'altitudine teorica della LEG si situa verso 2800-3000 m di altitudine (MAISCH 1992; situazione per il 1973). Durante la PEG, la zona non presentava nessun ghiacciaio. La parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca può essere suddivisa idrograficamente in due unità distinte, corrispondenti a due grandi circhi glaciali: il circo delle Gane di Terra Rossa e la Valle di Sceru (figura 2.11).

Sopra i 2000-2200 m di altitudine, la regione presenta delle vaste superfici di sedimenti sciolti di origine glaciale, periglaciale e gravitativa. Il limite superiore della foresta (*timberline*) si situa verso 2000-2100 m di altitudine, mentre il limite superiore degli alberi (*treeline*) si situa verso 2100-2200 m di altitudine (SCAPOZZA *et al.* 2009). Nei paragrafi seguenti non discuteremo di tutte le forme geomorfologiche della regione, ma ci limiteremo a una descrizione dei depositi glaciali e dei rock glaciers, che ci permetteranno in seguito di ricostituire la storia della deglaciazione in questo settore delle Alpi Bleniesi. I rock glaciers e i depositi glaciali del massiccio della Cima di Gana Bianca sono già stati in parte studiati da ZELLER (1964), SCAPOZZA & REYNARD (2007), SCAPOZZA *et al.* (2008b-d, 2009), SCAPOZZA (2009b).

I depositi glaciali

Gane di Terra Rossa

I depositi morenici delle Gane di Terra Rossa si presentano sottoforma di morene ben costruite a più cordoni, generalmente tra due e tre (foto 2.9). Poiché i cordoni morenici sono legati tra loro, saranno considerati come appartenenti allo stesso stadio locale. Cinque cordoni morenici sono stati identificati, e corrispondono probabilmente a tre sole posizioni glaciali. Tra il cordone morenico più esterno e il rock glacier di Gana, si trova un corpo sedimentario a grossi blocchi non smussati senza strie glaciali, che si differenzia morfologicamente e sedimentologicamente dai depositi circostanti.



Considerando la sua forma allungata e la sua posizione a valle di un rock glacier attivo, si potrebbe considerare questa formazione come un rock glacier che è stato deformato glaciotettonicamente dall'avanzata di un ghiacciaio allo stadio locale delle Gane di Terra Rossa, e che avrebbe quindi costituito una morena di spinta (*push moraine*).

Corte di Cima

I depositi morenici di corte di Cima si presentano come delle morene costruite di forma arrotondata a grossi blocchi (foto 2.10). Quattro cordoni morenici sono stati numerati, corrispondenti probabilmente a tre sole posizioni glaciali. Il cordone morenico più esterno ha alimentato il rock glacier di Guald I.

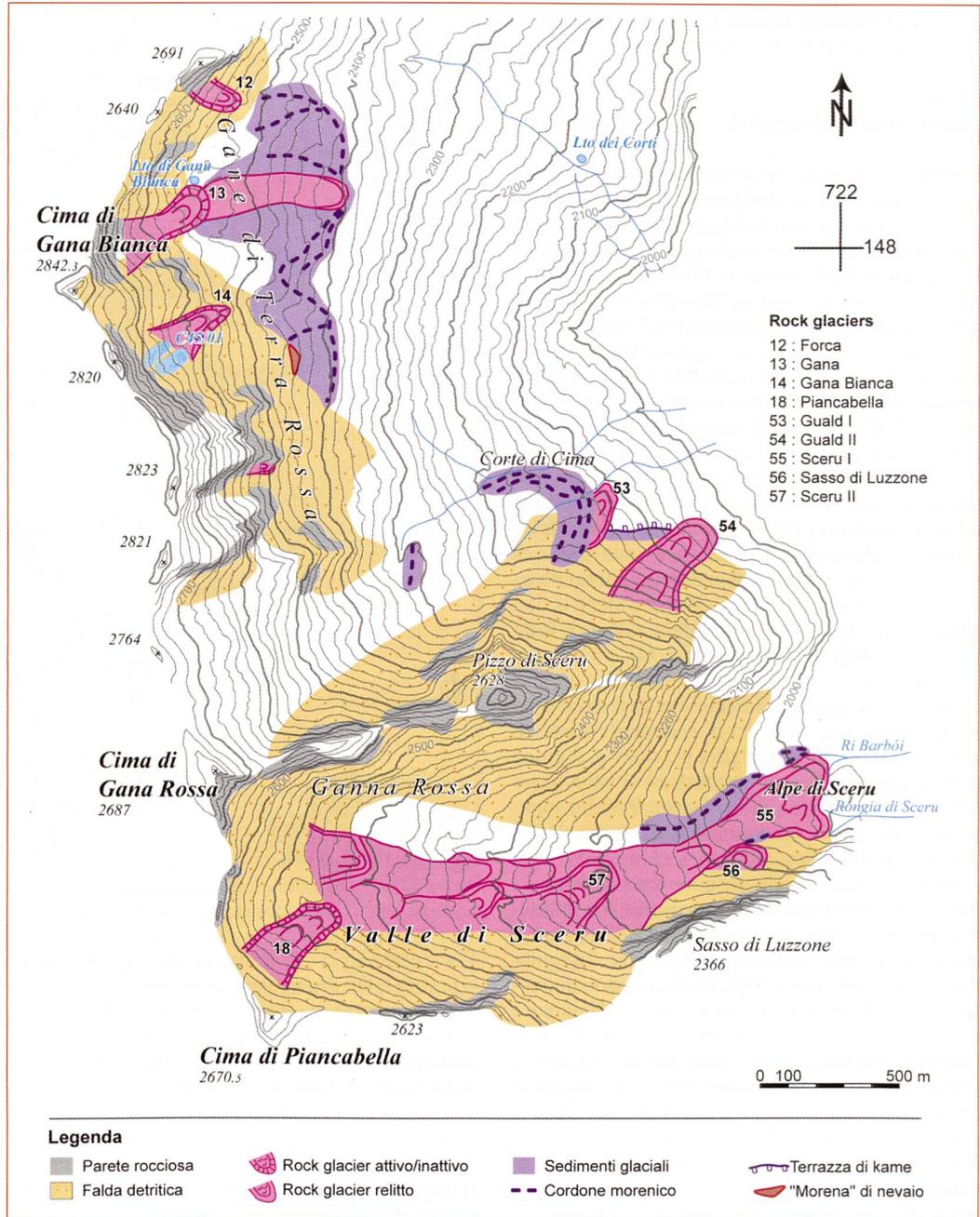
A sud-est del complesso morenico di Corte di Cima, un piccolo terrazzo con un bordo scosceso e un pianoro di qualche decina di metri è stato cartografato come terrazzo di kame. Questo terrazzo è in parte ricoperto dai rock glaciers di Guald I e II, che sono dunque più giovani. Ne consegue che esso data di uno stadio anteriore a quello di Corte di Cima.

Figura 2.10 – Il complesso glaciale del Brenno (Valle di Blenio) e della Lesgiuna (Val Pontirone) allo stadio di Biasca. Le frecce indicano la direzione e l'importanza relativa delle diffuenze glaciali.

Posizione	Orient.	Alt. fronte	Alt. max morene	LEG 2:1	Rif. 1850	DLEG
Ghiacciaio del Brenno						
"Stadio di Biasca"	composita	350	?	1620	2820	1200
Ghiacciaio della Lesgiuna						
"Stadio di Biasca"	composita	550	?	1600	2680	1080

Tabella 2.8 – Calcoli morfometrici per lo stadio di Biasca del ghiacciaio del Brenno e della Lesgiuna. Tutte le altitudini sono espresse in m slm.

Figura 2.11 – Carta geomorfologica semplificata della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca. Il numero identificante ogni rock glacier corrisponde al numero nel catasto dei rock glaciers delle Alpi Bleniesi.



Valle di Sceru

I depositi della Valle di Sceru sono interpretabili sia come depositi glaciali (cordoni morenici) che come depositi periglaciali (rock glacier). Purtroppo, l'analisi micromorfologica dei sedimenti non ha permesso di determinare l'esatta origine dei depositi. Se si considera l'ipotesi glaciale, sono presenti cinque cordoni morenici ben costruiti, raggruppabili in tre (o quattro) posizioni glaciali. Nelle ricostruzioni paleogeografiche, l'ipotesi glaciale e periglaciale saranno considerate complementari.

Alpe di Sceru

Le morene dell'Alpe di Sceru sono di piccola taglia, assai mal definite e senza grossi blocchi. Poiché le morene sono talvolta legate al rock glacier di Sceru I, questi depositi si differenziano difficilmente da quest'ultimo (foto 2.11). Questo indica che il rock glacier potrebbe essersi sviluppato da

una forma complessa glaciale-periglaciale, probabilmente un ghiacciaio fortemente coperto di detriti. In due casi, è stato necessario ricorrere all'analisi sedimentologica di profili alfine di determinare l'origine e la natura dei sedimenti.

Una descrizione sommaria delle due sezioni è presentata nella tabella 2.9. La sezione dell'Alpe di Sceru ha permesso di confermare che la collina allungata che converge verso il rock glacier di Sceru I è una morena frontale ricca in sedimenti fini e con pochi grossi blocchi (figura 2.12). L'analisi della sezione di Gesa Rasurèda ha permesso di determinare che la collina situata alla sinistra del rock glacier non si lega morfologicamente a quest'ultimo, ma in realtà costituisce una morena laterale (figura 2.13). La struttura delle due morene è assai simile, nonostante la morena di Gesa Rasurèda presenti una matrice più ghiaiosa e degli elementi di taglia più grande.

I rock glaciers

Rock glacier di Forca

Si tratta di un protalus rampart con il fronte molto scosceso e qualche traccia di vegetazione (foto 2.12). Il fronte è formato da ghiaie e da qualche grosso blocco. La parte centrale presenta dei grossi blocchi sprovvisti di vegetazione. Questo rock glacier costituisce la parte terminale della falda detritica alimentata dalla parete sovrastante, che culmina a 2691 metri d'altitudine.

Rock glacier di Gana

Questo rock glacier di versante ha un fronte molto marcato e scosceso, formato da blocchi immersi in una matrice di sabbie fini (vedi foto 2.1). Nella parte centrale, in superficie, sono presenti grossi blocchi sprovvisti di vegetazione. La forma convessa e la topografia lasciano supporre che la forma sia ancora attiva. Alla base del fronte, una sorgente con una temperatura di 0.9°C ha formato un piccolo lago periglaciale. Questa indicazione lascia supporre che la presenza di permafrost è probabile e permette di confermare le osservazioni morfologiche (cf. SCAPOZZA 2009b).

Rock glacier di Gana Bianca

Si tratta di un rock glacier di versante con fronte molto scosceso, formato da piccoli blocchi immersi in una matrice di sabbie fini (foto 2.13). La parte centrale presenta dei blocchi di qualche decimetro di diametro ed è completamente sprovvista di vegetazione. Sono ben evidenti la forma convessa e la presenza di rughe trasversali e longitudinali. La parte sommitale del rock glacier termina nelle falde di detrito sottostanti la Cima di Gana Bianca ed è caratterizzata dalla presenza di un piccolo nevaio permanente e da alcune placche di ghiaccio ricoperte da un fine strato di detriti (*buried ice patches*).

Questi tre rock glaciers si sono formati all'interno del complesso morenico delle Gane di Terra Rossa. La loro età relativa è quindi più giovane dello stadio locale delle Gane di Terra Rossa del ghiacciaio omonimo.

Rock glacier di Guald I

Il fronte di questo rock glacier relitto è ricoperto dalla vegetazione (principalmente da landa a ericacee e piccoli larici). Questo rock glacier è interessante perché si è sviluppato dai depositi morenici di Corte di Cima e ricopre parzialmente un terrazzo di kame. La sua età relativa è quindi posteriore al terrazzo di kame e anteriore (o contemporanea) allo stadio locale di Corte di Cima del ghiacciaio delle Gane di Terra Rossa.

Rock glacier di Guald II

Questo rock glacier è ricoperto da grossi blocchi e da una foresta rada di larici. A causa della vegetazione, le differenti parti morfologiche di questa forma sono difficilmente riconoscibili. Come per il rock glacier di Guald I, anche Guald II ricopre parzialmente il terrazzo di kame di Corte di Cima: ciò indica che il terrazzo deve essere più antico.

Rock glacier di Sceru I

Questo rock glacier vallivo occupa quasi tutta la



Valle di Sceru (vedi foto 2.3). Il fronte è diviso in due lobi ed è ricoperto da vegetazione (rododendri, mirtili e qualche larice). La zona dorsale presenta numerose depressioni termocarsiche. Alla base del fronte del lobo sud, una sorgente con una temperatura di 2.1°C alimenta la ronga di Sceru (cf. SCAPOZZA 2009b), un antico canale irriguo che serviva i prati del Monte Toma (Valsecchi 2003), le cui acque sono oggi captate per alimentare l'acquedotto comunale di Malvaglia. Alla base del fronte del lobo nord, un'altra sorgente con una temperatura di 3.7°C alimenta il torrente chiamato Rì Barbóí (cf. SCAPOZZA 2009b). Questo rock glacier è stato inventariato come geotopo d'importanza nazionale (ASSN 1999). Zeller (1964), ne stima il volume a 10 milioni di metri cubi.

Foto 2.9 – Parte dei cordoni morenici delle Gane di Terra Rossa (foto C. Scapozza).

Foto 2.10 – Parte dei cordoni morenici di Corte di Cima (foto C. Scapozza).

Tabella 2.9 – Descrizione sommaria delle sezioni dell'Alpe di Sceru e di Gesa Rasurèda.

	Alpe di Sceru	Gesa Rasurèda
Contesto	Piccola collina intagliata dall'erosione fluviale a monte dell'Alpe di Sceru.	Zona di erosione nella collina ai piedi del Pizzo di Sceru.
Elementi	Grossi blocchi e ciottoli, poco smussati, non classificati, non striati e con nessuna stratificazione visibile.	Blocchi e ciottoli molto spigolosi, non classificati, non striati e con nessuna stratificazione visibile.
Matrice	Sabbie e ghiaie (predominanti). Colore grigio chiaro – rosso/ocra. Gli elementi sono supportati dalla matrice.	Ghiaie e sabbie fini (predominanti). Colore grigio chiaro/ocra. Gli elementi sono supportati dalla matrice.
Litologia	100% paragneiss della Coltre del Simano.	100% paragneiss della Coltre del Simano.
Litofacies	Gmm	Gmm

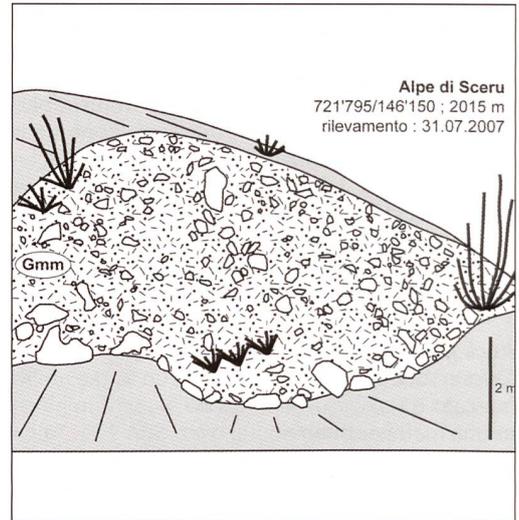


Foto 2.11 – I cordoni morenici dell'Alpe di Sceru (foto C. Scapozza).

Figura 2.12 – Rilevamento della sezione dell'Alpe di Sceru.



Foto 2.12 – Il rock glacier di Forca (foto C. Scapozza).



Foto 2.13 – Veduta della parte frontale del rock glacier di Gana Bianca (foto C. Scapozza).

Rock glacier di Sasso di Luzzone

Si tratta di un protalus rampart che si sovrappone alla zona dorsale del rock glacier di Sceru I. Il fronte presenta dei blocchi di alcuni decimetri di diametro, mentre la parte centrale è costituita da grossi blocchi di diametro superiore al metro. Salvo qualche rododendro, il rock glacier è sprovvisto di vegetazione.

Rock glacier di Sceru II

Questo rock glacier di versante si sovrappone alla zona dorsale del rock glacier di Sceru I (foto 2.14). La parte frontale è ricoperta da vegetazione e presenta delle importanti depressioni termocarsiche. La parte centrale comprende una serie di protalus ramparts che, a differenza del fronte, potrebbero essere attivi/inattivi nella parte superiore della valle.

Rock glacier di Piancabella

Si tratta di un rock glacier di versante il cui fronte presenta dei grandi blocchi immersi in una matrice di sabbie fini (foto 2.15). La zona dorsale presenta dei blocchi di qualche decimetro di diametro. Alla base del fronte si trovano dei grandi blocchi con un diametro superiore al metro. Delle rughe trasversali sono ben visibili. La parte sommitale del rock glacier si situa nelle falde detritiche sottostanti la Cima di Piancabella. Le numerose misure geofisiche eseguite su questo rock glacier confermano che la presenza di permafrost è probabile (cf. SCAPOZZA *et al.* 2008c-d, 2009, SCAPOZZA 2009b).

Durante l'esecuzione di uno scavo alla base del fronte del rock glacier, sono stati ritrovati dei frammenti di legno fossile che sono stati datati con la tecnica dell'AMS a 845 ± 50 ¹⁴C anni BP (UZ-5545/ETH-34417) (SCAPOZZA *et al.* 2008a, 2009, SCAPOZZA & ANTOGNINI 2009).

Le principali caratteristiche dei rock glaciers e alcune informazioni addizionali sono riassunte nella tabella 2.10.

Ricostruzione delle posizioni glaciali

Dall'analisi della loro morfologia e sedimentologia, le morene sono state numerate da monte verso valle per gruppi corrispondenti alle morene dello stesso stadio locale (e quindi legate da una o più morene laterali comuni) (figura 2.14).

Per ogni gruppo di morene, la topografia del paleo-ghiacciaio è stata ricostruita per una sola posizione. È stata scelta la posizione con le mo-

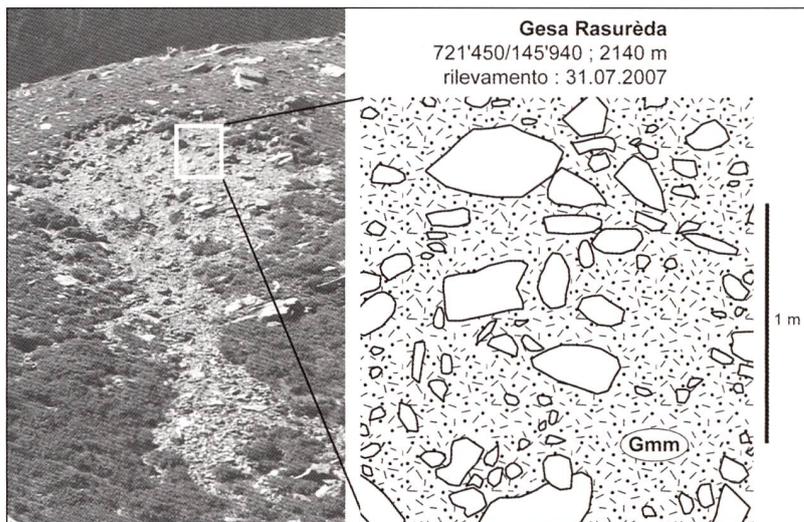


Figura 2.13 – Rilevamento della sezione di Gesa Rasurèda.

rene meglio marcate e testimonianti di una fase di stagnazione prolungata del ghiacciaio. La ricostruzione della superficie del ghiacciaio è il più sovente basata su delle correlazioni ipotetiche delle morene laterali situate da ambo le parti del paleo-ghiacciaio. Le posizioni scelte e le morene correlate tra di loro per ogni stadio locale sono le seguenti:

Ghiacciaio delle Gane di Terra Rossa

- Stadio locale delle Gane di Terra Rossa: è stata ricostruita la posizione marcata dal cordone morenico 1. Questa ricostruzione dà quindi il valore della LEG per l'avanzata massima dello stadio.

Foto 2.14 – La parte frontale del rock glacier di Sceru II (foto C. Scapozza).



ID	Nome	Tipo	Att.	Esp.	Alt. sup. (m slm)	Alt. inf. (m slm)	Pend. fronte	Lungh. (m)	Largh. max. (m)	Area (ha)
12	Forca	PR	A	SE	2620	2540	38°	100	200	1.2
13	Gana	T	A	E	2800	2530	38°	350	180	4.9
14	Gana Bianca	T	A	NE	2800	2560	37°	300	200	4.3
18	Piancabella	T	A	NE	2600	2440	35°	350	150	7.4
53	Guald I	D	R	NE	2180	2110	?	150	150	10.7
54	Guald II	T	R	NE	2160	1910	?	500	200	8.0
55	Sceru I	TS	R	NE	2600 ?	1975	32°	~2000	600	45.4
56	S. di Luzzone	PR	R	N	2120	2070	35°	100	250	1.9
57	Sceru II	T/TS	R	NE	2400	2190	30°	750	150	14.8

Tabella 2.10 – Caratteristiche dei rock glaciers della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca. PR = protalus rampart; T = talus rockglacier; D = debris rockglacier; TS = tongue-shaped rock glacier; A = rock glacier attivo/inattivo; R = rock glacier relitto.



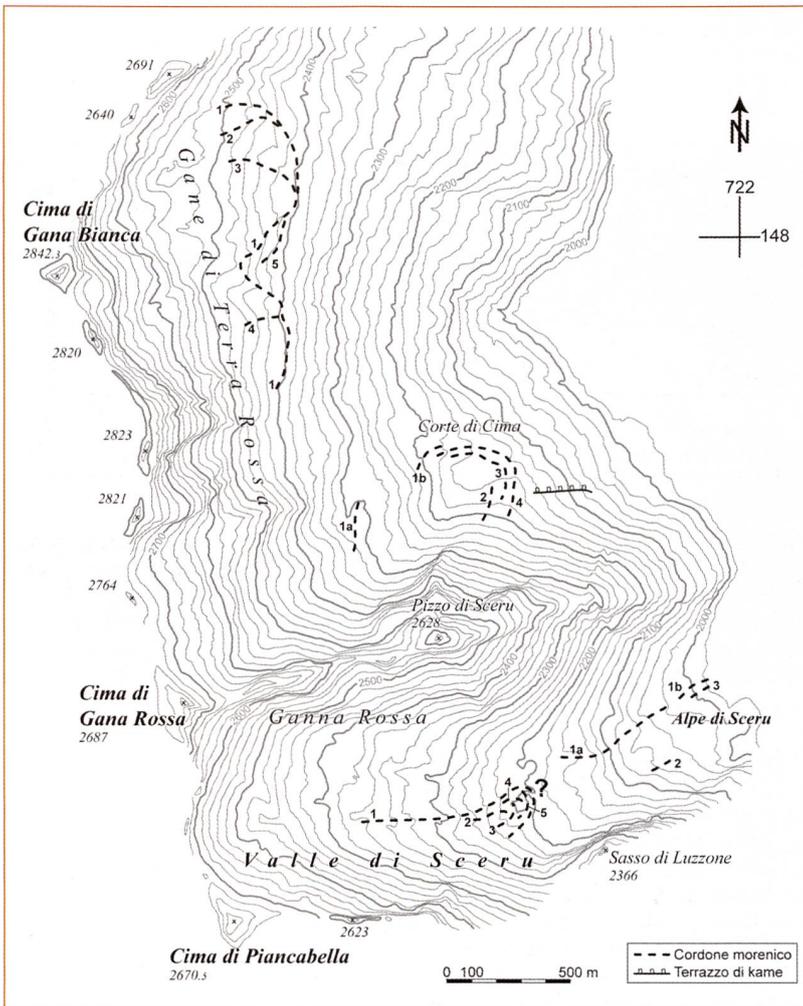
Foto 2.15 – Il rock glacier di Piancabella (foto C. Scapozza).

- Stadio locale di Corte di Cima: è stata ricostruita la posizione 4, correlata con la posizione 1a. Questa posizione non caratterizza l'avanzata massima dello stadio ma quella con le morene meglio definite.

Ghiacciaio di Sceru

- Stadio locale della Valle di Sceru: per questo stadio, è stata ricostruita la posizione 1, caratterizzata dalle morene meglio definite e che

Figura 2.14 – Cartografia e numerazione delle morene della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca.



testimoniano quindi di una fase di stagnazione prolungata del paleo-ghiacciaio.

- Stadio locale dell'Alpe di Sceru: è stata ricostruita la posizione marcata dalle morene 1a, 1b e 2. La correlazione tra 1a e 1b è ovvia (si tratta dello stesso cordone morenico tagliato dall'erosione fluviale) mentre la correlazione con la posizione 2 è ipotetica. Questa correlazione è stata scelta per definire il limite destro del paleo-ghiacciaio. Per ricostruire la posizione e la geometria del fronte glaciale, sono stati utilizzati i limiti del rock glacier di Sceru I (il che sembra assai logico, dato che a valle del fronte di questo rock glacier non si trovano più sedimenti sciolti).

Per ogni posizione ricostruita, l'altitudine della LEG teorica è stata calcolata grazie al metodo 2:1, d/2 e del radicamento delle morene laterali. I risultati dei calcoli morfometrici per ogni stadio sono presentati nella tabella 2.11. L'altitudine della LEG determinata con il metodo 2:1 ben si accorda con l'altitudine massima delle morene, il che indica che i valori di depressione della LEG (DLEG) sono significativi.

Le sequenze morfostratigrafiche

Per il circo delle Gane di Terra Rossa e per la Valle di Sceru è stata compilata una sequenza morfostratigrafica locale (figura 2.15). La sequenza morfostratigrafica locale del paleo-ghiacciaio delle Gane di Terra Rossa è stata completata aggiungendo lo stadio locale dell'Alpe di Pozzo (HANTKE 1983). Il valore della DLEG per questo stadio locale è stato determinato grazie al metodo d/2 in base all'altitudine del fronte del paleo-ghiacciaio a Corte di Cima (2770 m slm) e all'Alpe di Pozzo (1860 m slm): esso è di 515 ± 15 m.

È interessante notare che, se si confrontano le due sequenze morfostratigrafiche locali, è possibile effettuare delle correlazioni tra i due circhi glaciali. In base ai valori della DLEG e della morfologia delle morene, lo stadio locale della Valle di Sceru è stato correlato con quello di Corte di Cima, mentre lo stadio locale dell'Alpe di Sceru è stato correlato con quello dell'Alpe di Pozzo.

La depressione del permafrost ha permesso di determinare tre generazioni di rock glacier: RG I (rock glaciers attivi/inattivi), al quale appartengono i rock glaciers di Gana, Gana Bianca, Forca e Piancabella; RG II (rock glaciers relitti), al quale appartiene il rock glacier di Sceru II e RG III (rock glacier relitti), al quale appartengono i rock glaciers di Sceru I, Guald I e Guald II. È interessante notare che, malgrado la relativa abbondanza di rock glaciers nel circo delle Gane di Terra Rossa, non si trova nessun rock glacier della generazione RG II. Se consideriamo il corpo sedimentario a valle del rock glacier di Gana come un rock glacier, il valore della DP che ne risulta è di 160 m, il che permette di inserirlo a titolo indicativo nella generazione RG II.

La correlazione delle due sequenze morfostratigrafiche locali ha permesso di stabilire una sequenza regionale composta per tutto il settore

Posizione	Orient.	Alt. fronte	Alt. max morene	LEG 2:1	Rif. 1850	DLEG
Ghiacciaio della Gane di Terra Rossa						
Gane di Terra Rossa 1	E	2400	2500	2510	2800	290
Corte di Cima 4	E/NE	2140	2320/2210	2350	2770	420
Ghiacciaio di Sceru						
Valle di Sceru 1	E	2200	2360	2400	2800	400
Alpe di Sceru 1	E	1980	2170	2330	2800	470

Tabella 2.11 – Calcoli morfometrici per gli stadi tardiglaciali dei ghiacciai delle Gane di Terra Rossa e di Sceru. Tutte le altitudini sono in m slm.

orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca (figura 2.16). Gli stadi locali sono stati raggruppati in stadi regionali (portanti il nome di OW, per Orino ovest, seguito di un numero arabo), mentre i rock glaciers sono stati raggruppati in generazioni (portanti il nome RG seguito di un numero romano). La rappresentazione cartografica dei paleo-ghiacciai per ognuno dei tre stadi definiti è presentata alla figura 2.17.

2.2.5 GLI STADI GLACIALI NELLA REGIONE DELLA GREINA

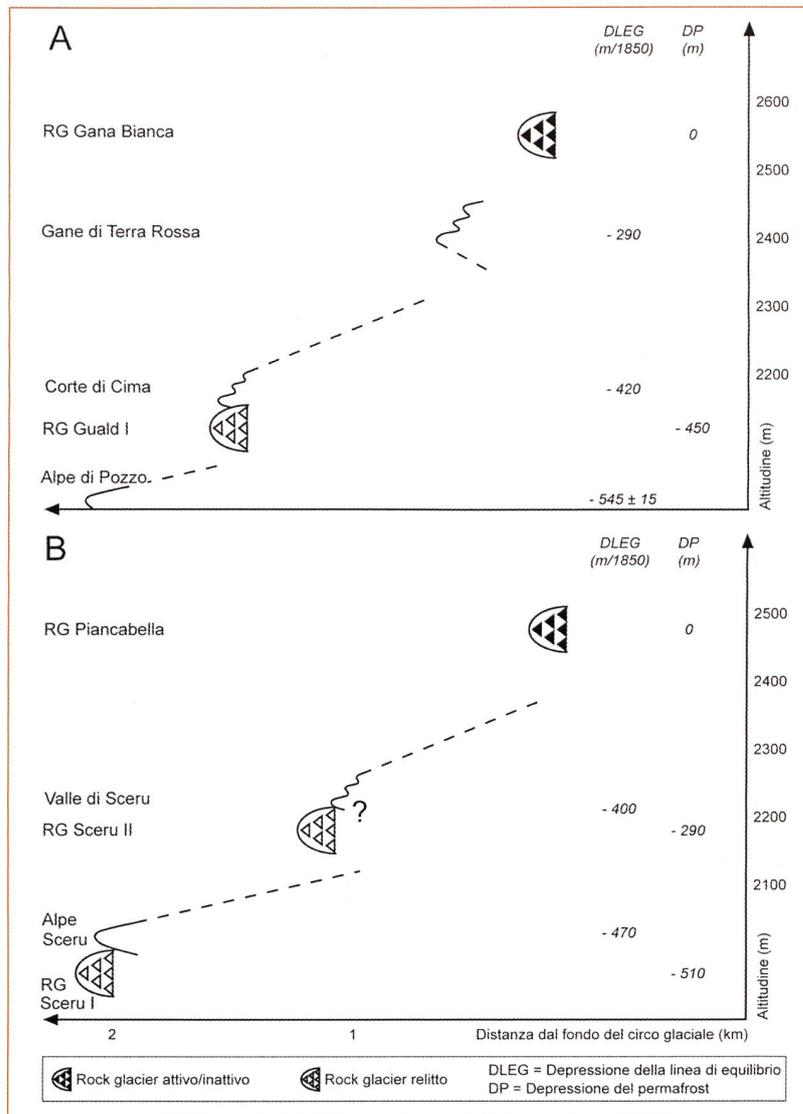
Quadro generale

L'evoluzione della regione della Greina durante il Tardiglaciale non è mai stata studiata nei dettagli in maniera esaustiva. Ci baseremo qui di seguito su delle osservazioni personali e su delle informazioni più generali tratte dal lavoro di HANTKE (1983).

Un primo aspetto da considerare è che, dopo l'UMG, la direzione generale dei flussi di ghiaccio deve essere cambiata in maniera importante, soprattutto per quel che concerne il settore nord-est della Greina. Il flusso proveniente dalla calotta glaciale dell'Alta Surselva deve aver perso progressivamente importanza con l'abbassarsi del limite superiore del ghiaccio: il flusso proveniente da nord deve quindi essere stato sostituito da un flusso di ghiaccio di origine locale. Situandosi a relativamente alta altitudine, solo le morene degli ultimi stadi del Tardiglaciale dovrebbero essere conservate in questa regione. È quindi difficile potersi fare un'idea precisa della situazione dei ghiacciai all'inizio del Tardiglaciale. Possiamo in ogni modo emettere l'ipotesi che, in generale, la regione della Greina a quest'epoca doveva essere caratterizzata da un flusso di ghiaccio che difluiva verso ovest sopra alla regione della Capanna Scaletta, verso nord sopra al Muot la Greina e verso sud sopra la regione dell'Alpe di Motterascio (figura 2.18).

I depositi glaciali

Per la regione della Greina, sono stati considerati tutti i depositi glaciali (compresa la morena di ablazione) al fine di ricostruire la storia glaciale della regione. I depositi glaciali principali si situano a valle del Vadrecc del Valdraus, nella valle del Gaglianera, nel Plaun la Greina e nella zona di Crap la Crusch (figura 2.19). In questa parte saranno trattate solamente le caratteristiche morfologiche e sedimentologiche delle morene tardiglaciali che hanno permesso di determinare le zone di accumulazione dei paleo-ghiacciai rico-



stituiti. L'analisi dell'evoluzione dei ghiacciai dalla fine della PEG sarà l'oggetto di un capitolo a parte.

Vadrecc del Valdraus

Queste morene sembrano indicare quattro posizioni differenti del ghiacciaio all'interno della cintura delle morene della PEG (foto 2.16).

Valle del Gaglianera

Sono state identificate quattro posizioni del Gletscher da Gaglianera. Le posizioni GA 1 e GA 2 si trovano all'interno della cintura delle morene della PEG (foto 2.17), mentre le posizioni GA 3 e GA 4 sono molto ravvicinate e marcate da morene laterali correlabili tra loro. All'uscita della valle del Gaglianera, le due morene GA 3 e GA 4 sono radicate nella stessa morena laterale sulla sponda destra (figura 2.19A), mentre sono separate sulla

Figura 2.15 – Sequenza morfostratigrafica locale per il paleo-ghiacciaio delle Gane di Terra Rossa (A) e dei Sceru (B).

Figura 2.16 – Sequenza regionale composta della deglaciazione per il settore orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca (ghiacciaio dell'Orino, settore ovest).

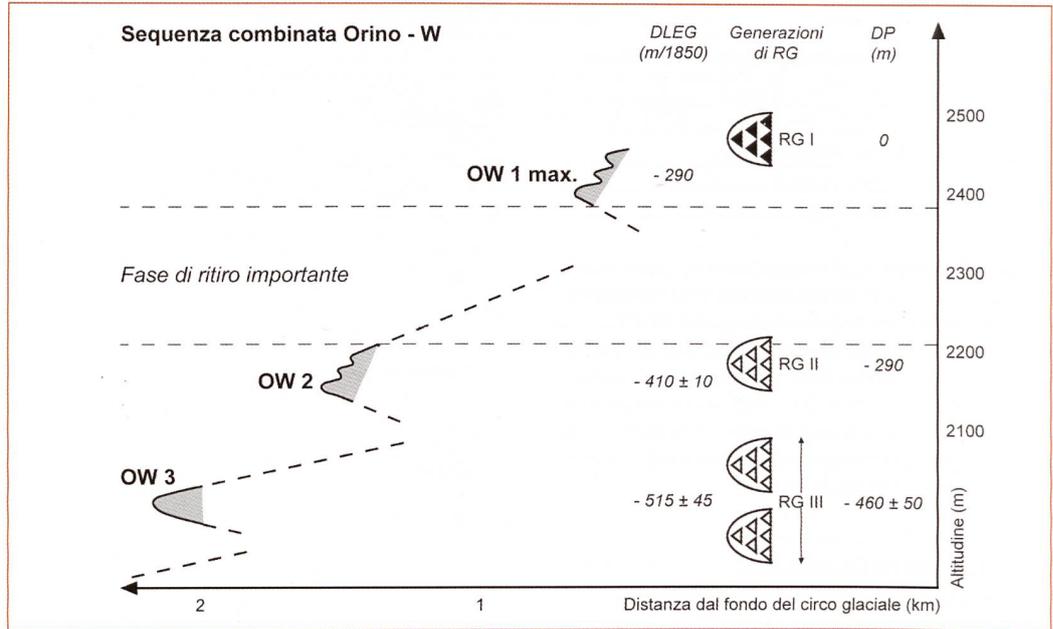


Figura 2.17 – I paleo-ghiacciai del settore orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca agli stadi OW 1, OW 2 e OW 3.

sponda sinistra. Questo indica che le morene non devono necessariamente appartenere allo stesso stadio, benché le posizioni glaciali siano di estensione comparabile. Dal punto di vista sedimentologico, queste morene sono composte da clasti poco smussati di granulometria variabile dalle ghiaie a grossi ciottoli (i blocchi sono rari), immersi in una matrice limosa assai abbondante

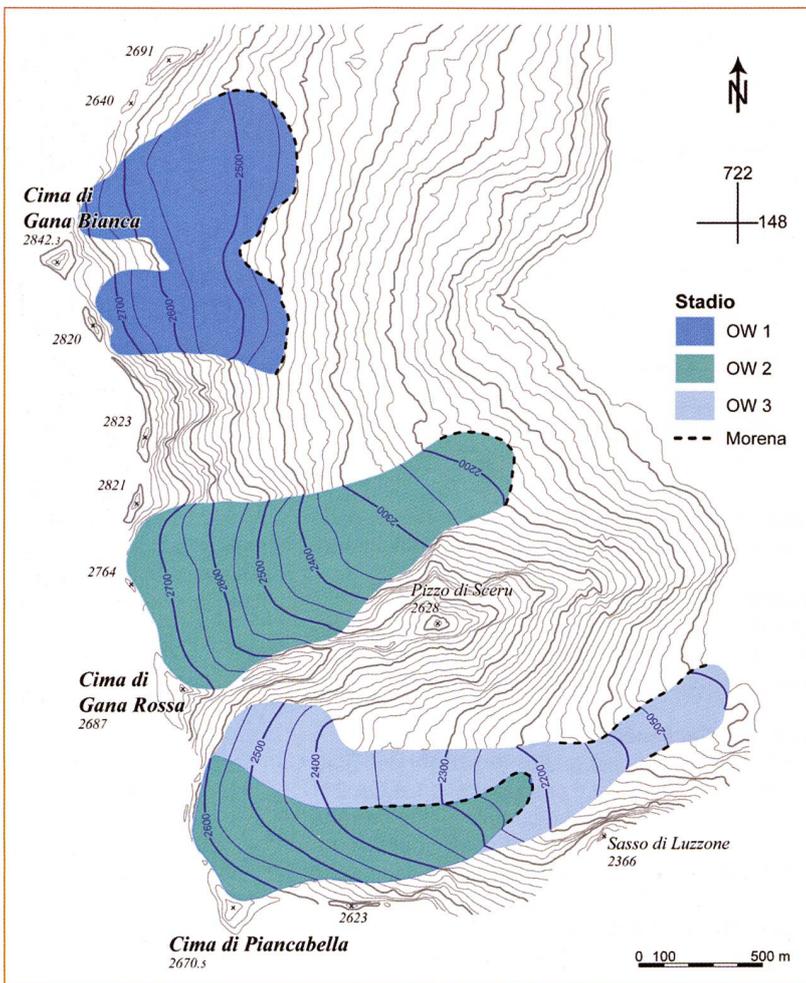
(foto 2.18). Gli elementi sono costituiti esclusivamente dagli gneiss occhadini del Massiccio del Gottardo.

Plaun la Greina

Tre posizioni glaciali sono state identificate nella zona del Plaun la Greina. La posizione PG 1 è marcata dal netto ricoprimento dell'importante accumulo di morena di ablazione sotto i depositi alluvionali della parte sud-ovest del Plaun la Greina (figura 2.19B). Non si tratta quindi di una posizione ben precisa, bensì di un ipotetico stadio di ritiro veloce del ghiacciaio. La posizione PG 2 è caratterizzata da una grande morena di forma arrotondata costruita sulla sponda destra del Rein dal Sumvitg (figura 2.19C). Questa morena latero-frontale non disegna precisamente la posizione del fronte, che può essere ricostruita solamente correlando questa morena con quelle della sponda sinistra. Questa morena si correla perfettamente con il livello massimo raggiunto dalla morena di ablazione sul versante nord del Piz Ner; questa morena di ablazione, a litologia in prevalenza gneissica, indica probabilmente l'altitudine dei ghiacci provenienti da ovest prima della confluenza con i ghiacci della Val Canal (Glatzcher dil Terri). La sedimentologia delle morene del Plaun la Greina mostra chiaramente la presenza di flussi di ghiaccio complessi. Esse presentano, in effetti, degli elementi (in prevalenza blocchi mediamente smussati) costituiti dagli gneiss occhadini della regione del Gaglianera, immersi in una matrice limoso-argillosa di colore grigio scuro, costituita in prevalenza dall'alterazione degli scisti argillosi e dei calcescisti della Zona dello Scopi e della Zona del Terri (foto 2.19). La posizione PG 3, infine, è caratterizzata da un piccolo cordone morenico situato una decina di metri a valle della morena PG 2 (figura 2.19D).

Crap la Crusch

Quattro posizioni glaciali sono state identificate per il paleo-ghiacciaio del versante nord-est del Pizzo Coroi (foto 2.20). Tra queste quattro posizioni, solo CO 3 è ben definita; le altre sono ca-



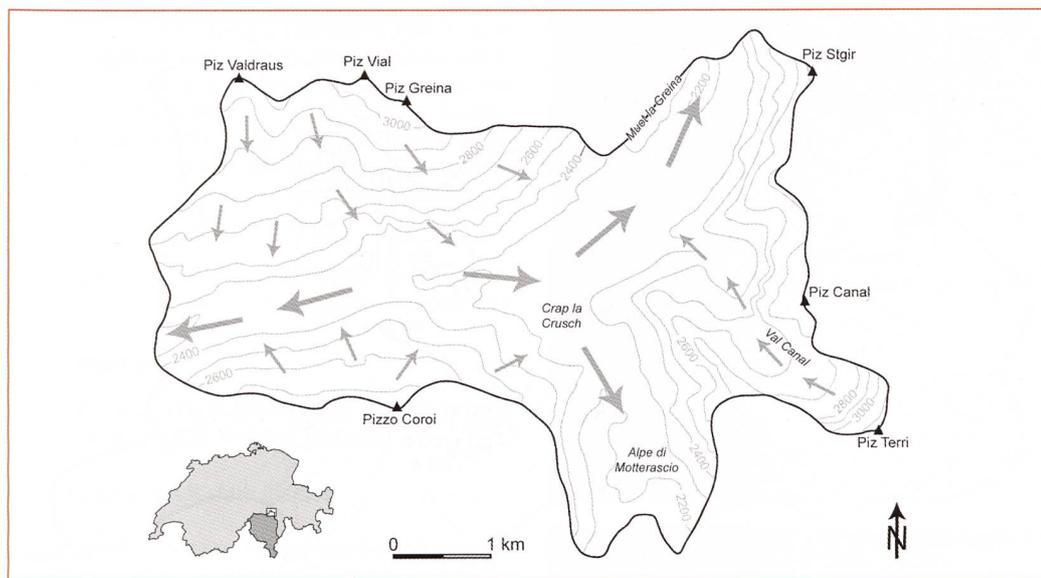


Figura 2.18 – Origine e direzione dei flussi di ghiaccio all'inizio del Tardiglaciale.

Foto 2.16. Veduta frontale dei depositi glaciali recenti del Vadrecc del Valdraus, ghiacciaio non visibile sulla foto (datata 2006) (foto C. Scapozza).

ratterizzate da piccole morene laterali che sono difficilmente correlabili tra loro.

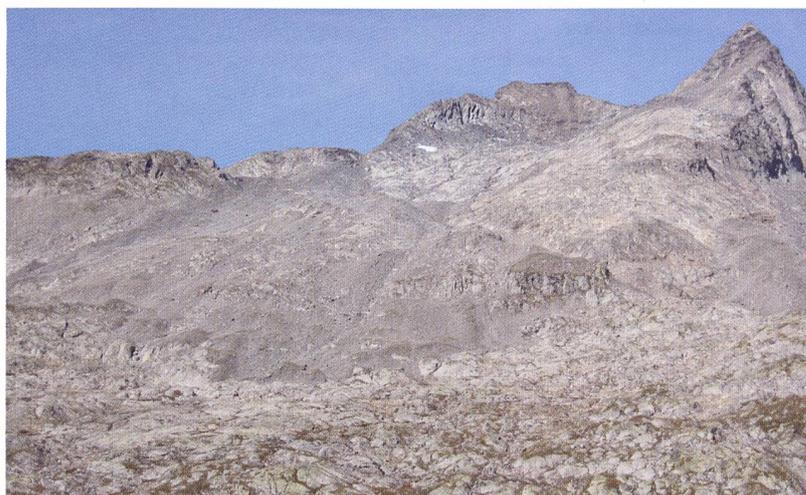
Ricostruzione delle posizioni glaciali

In base alla cartografia e all'analisi morfologica e sedimentologica delle morene, i fronti dei paleoghiacciai sono stati ricostituiti per le posizioni GA 3, GA 4, PG 2 e CO 3, che indicano una fase di stagnazione prolungata del ghiacciaio. La posizione PG 1, essendo marcata da morena di ablazione, indica che il ghiacciaio deve essersi ritirato in maniera molto rapida, il che permette di concludere che non doveva essere in equilibrio climatico. Il fronte corrispondente alla posizione PG 3 non è stato ricostruito per mancanza di una morena laterale destra che permettesse di determinarne la geometria: inoltre, questa posizione non è caratteristica della fase di stagnazione più importante del ghiacciaio. Per quel che concerne le posizioni CO 1, CO 2 e CO 4, infine, ci si è astenuti dal ricostituire la posizione del fronte a causa della mancanza di morene laterali che potessero essere correlate tra loro.

Sulla base della ricostruzione delle posizioni glaciali, è quindi possibile trarre le conclusioni seguenti:

- le posizioni GA 3 e GA 4 sono caratterizzate da un apporto di ghiaccio relativo al solo Gletscher da Gaglianera;
- la posizione PG 2 si caratterizza da un apporto di ghiaccio complesso dalla zona del Gaglianera, del Pizzo Coroi e del Piz Terri (Val Canal);
- la posizione CO 3 indica la presenza di un piccolo ghiacciaio, oggi scomparso, sul versante nord-est del Pizzo Coroi.

La depressione della LEG teorica rispetto allo stadio di riferimento del 1850 per ogni posizione ricostruita è indicata nella tabella 2.12. L'altitudine della LEG 1850 per le posizioni GA 3-4 e CO 3 corrisponde, rispettivamente, alla LEG del Gletscher da Gaglianera e del Ghiacciaio di Rialpe nel 1850 (MAISCH 1992, SCAPOZZA, sottomesso). Per la posizione PG 2, la LEG 1850 è stata calcolata se-



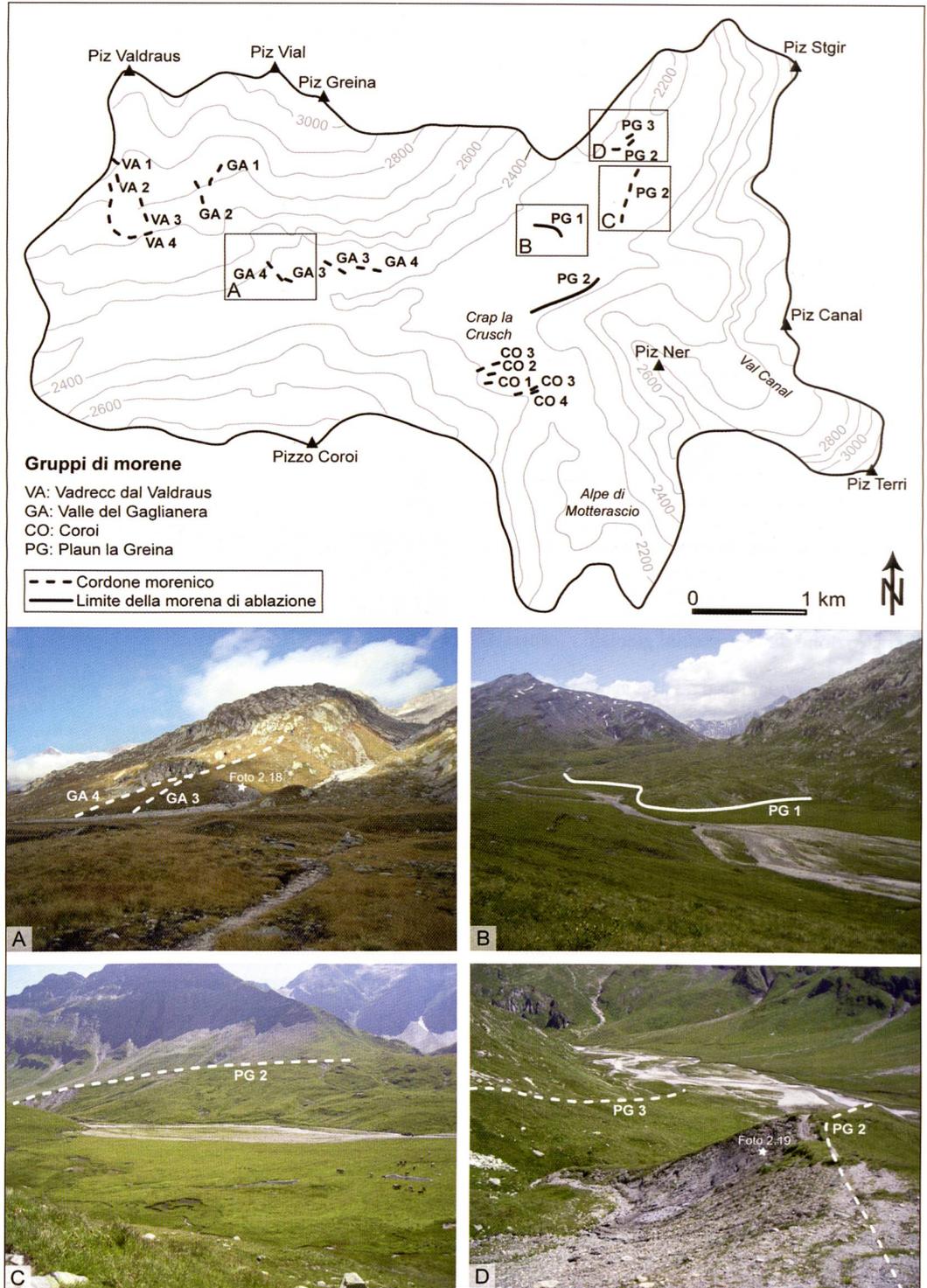
condo una media ponderata della LEG dei ghiacciai del Gaglianera, di Rialpe e del Terri.

Foto 2.17 – Veduta frontale dei depositi glaciali recenti nella valle del Gaglianera e del Gletscher da Gaglianera durante l'estate 2006 (foto C. Scapozza).

Le sequenze morfostratigrafiche

Sulla base della depressione della LEG per ogni posizione glaciale rispetto allo stadio di riferimento 1850, è stato possibile compilare una se-

Figura 2.19 – Cartografia e numerazione delle morene della regione della Greina.



quenza morfostratigrafica di ritiro per il Gletscher da Gaglianera (comprendente anche la posizione PG 2) e per il ghiacciaio situato sul versante nord-est del Pizzo Coroi (figura 2.20).

L'esiguo numero di sequenze locali limita fortemente la possibilità di stabilire una sequenza regionale completa. È in ogni modo interessante notare che, se si fa un confronto tra le due sequenze morfostratigrafiche locali, è possibile eseguire una correlazione tra lo stadio locale Plaun la Greina 2 con quello di Coroi 3 in base ai valori della DLEG e della morfologia delle morene.

La correlazione delle due sequenze morfostratigrafiche locali ha permesso di costruire una sequenza regionale composta per tutta la regione della Greina comprendente due stadi principali (figura 2.21):

- lo stadio Greina 1, corrispondente alle morene situate allo sbocco della valle del Gaglianera, e che è caratterizzato da una DLEG compresa tra 110 e 210 metri rispetto allo stadio di riferimento del 1850. Questo stadio comporta almeno due posizioni ben distinte. La DLEG essendo assai diversa per ogni posizione, proponiamo di differenziare questo stadio in Greina

1a, corrispondente alla posizione GA 3, e in Greina 1b, corrispondente alla posizione GA 4;

- lo stadio Greina 2, corrispondente alle morene del Plaun la Greina e di Crap la Crusch, caratterizzato da una DLEG di 330 ± 20 metri rispetto allo stadio di riferimento del 1850. Questo stadio comporta almeno due posizioni ben distinte, anche se molto ravvicinate.

La rappresentazione cartografica dei paleo-ghiacciai per ognuno dei tre stadi definiti è presentata alla figura 2.22.

2.2.6 PALEOGEOGRAFIA DELLE ALPI BLENIESI DURANTE IL TARDIGLACIALE

Correlazione degli stadi glaciali

Alfine di avere una cronologia semi-assoluta, è indispensabile poter correlare le sequenze definite con delle altre sequenze di deglaciazione calibrate grazie a datazioni di età assolute: saranno quelle che nomineremo correlazioni inter-regionali. Prima di queste, sarà importante eseguire un certo numero di correlazioni intra-regionali, da una parte per completare le sequenze definite sopra, d'altra parte per comporre una sequenza composita per tutto il bacino del Brenno. Sarà in conformità a questa sequenza che le correlazioni inter-regionali saranno eseguite.

Correlazioni intra-regionali

Gli stadi meglio definiti sono evidentemente quelli ricostruiti sulla base delle evidenze geomorfologiche nella parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca e nella regione della Greina. Sulla base della DLEG e della morfologia delle morene è possibile proporre le correlazioni tra gli stadi Greina 1b e OW 1 max. e tra gli stadi Greina 2 e OW 2. Se consideriamo anche lo stadio OW 3 e lo stadio di Biasca, possiamo proporre una prima sequenza di riferimento basata interamente su dei valori della DLEG calcolati con il metodo 2:1. È infine probabile che tra lo stadio OW 3 e lo stadio di Biasca si possano inserire due o più stadi supplementari (corrispondenti agli stadi di Faido e Airola di RENNER 1982 e HANTKE 1983, vedi anche tabella 2.2), il che permette di proporre una sequenza per il ghiacciaio del Brenno (BRE) in 7 o più stadi (tabella 2.13).

Partendo dalla sequenza di riferimento «Brenno» della tabella 2.13, è possibile cercare di correlare tra loro tutte le sequenze conosciute per le valli laterali del bacino del Brenno. Queste sequenze sono molto frammentarie e non sono state validate da accurate analisi di terreno. I valori della DLEG proposti sono stati ottenuti utilizzando congiuntamente i metodi 2:1 e d/2 (tabella 2.14). L'interesse di tale correlazione multipla, benché il rischio di cumulare gli errori di stima della LEG sia assai



Foto 2.18 – Dettaglio dei sedimenti che compongono la morena laterale destra GA 4 (foto G. Fontana).

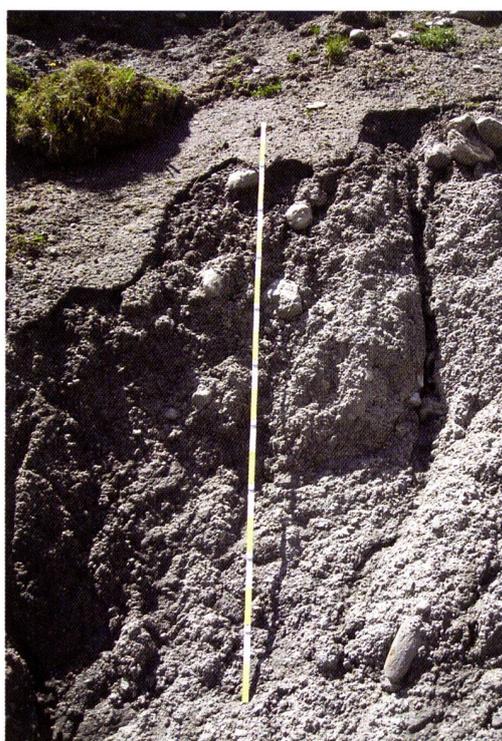


Foto 2.19. Dettaglio dei sedimenti che compongono la morena laterale destra PG 2 (foto G. Fontana).

grande, è quello di poter disporre di una sequenza completa per tutto il bacino del Brenno. Questo dovrebbe permettere di compiere delle correlazioni a distanza maggiormente significative con delle sequenze regionali sviluppate in altre regioni delle Alpi.

Come si può ben vedere sulla tabella 2.14, uno dei problemi principali che si presenta al momento di eseguire delle correlazioni tra le diverse sequenze locali è il numero diseguale di stadi definito per ogni valle (e questo tenendo conto dei rapporti di confluenza). Malgrado ciò, si è potuto costruire una sequenza composita «Brenno» comprendente almeno 8 stadi (tabella 2.15).

Posizione	Orient.	Alt. fronte	Alt. max morene	LEG 2:1	Rif. 1850	DLEG
Gaglianera 3 (GA 3)	SSE	2320	2520	2680	2790	110
Gaglianera 4 (GA 4)	SSE	2280	2520	2580	2790	210
Plaun la Greina 2 (PG 2)	Complessa	2210	~2300	2365	2715	350
Coroi 3 (CO 3)	E	2250	2400	2315	2625	310

Tabella 2.12. Calcoli morfometrici per gli stadi tardiglaciali dei ghiacciai della regione della Greina. Tutte le altitudini sono in m slm.

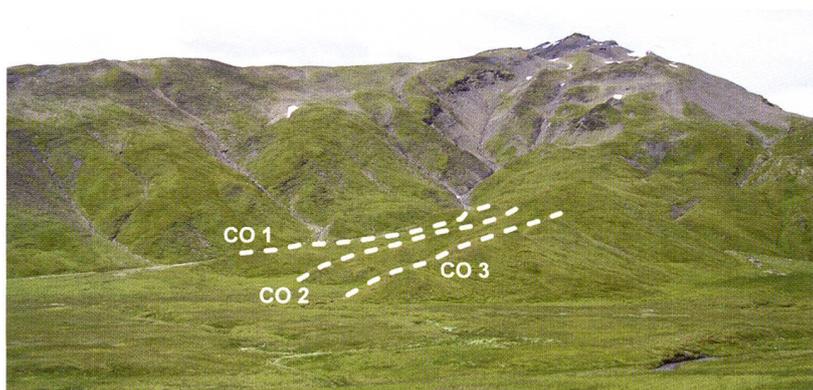
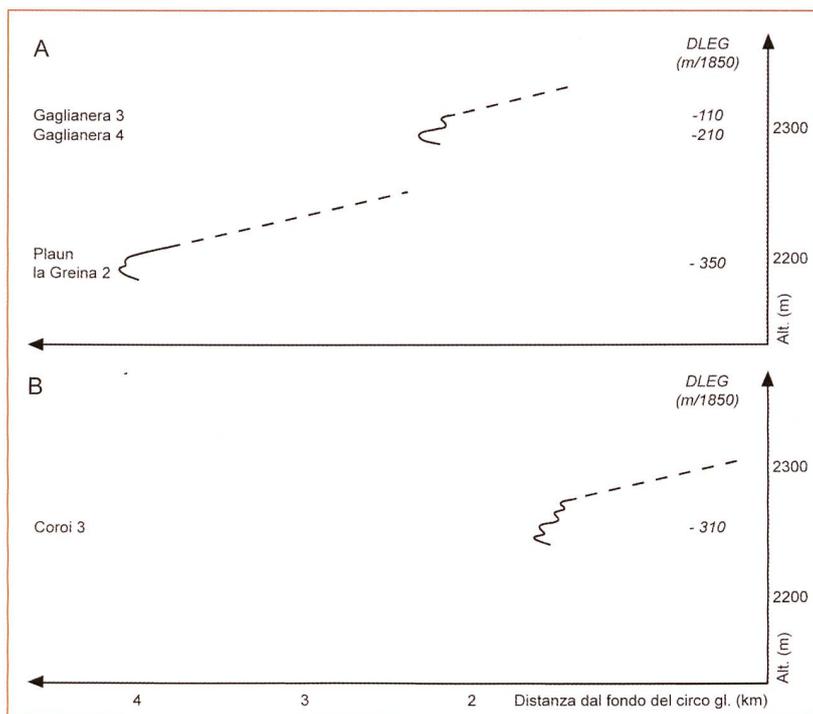


Figura 2.20 – Sequenza morfostratigrafica locale per il paleoghiacciaio del Gaglianera (A) e del versante nord-est del Pizzo Coroi (B).

Foto 2.20 – Le morene CO 1 a CO 3 sulla sponda sinistra del paleoghiacciaio (foto G. Fontana).

Tabella 2.13 – Sequenza di riferimento «Brenno» basata sulle correlazioni tra le sequenze «Greina», «Orino-W» e sulla ricostruzione dello stadio di Biasca.

Correlazioni inter-regionali

Se si considerano i valori della DLEG, la morfologia delle morene e le caratteristiche glaciologiche di ogni stadio, è possibile tentare una correlazione con la sequenza di ritiro del ghiacciaio del Ticino in Valle Leventina e Val Bredretto (modello «Gotardo»; RENNER 1982, HANTKE 1983) e con il modello «Alpi Orientali» di MAISCH (1982). Le correlazioni proposte sono le seguenti:

Stadio BRE 8 (= Stadio di Biasca)

Abbiamo già visto a più riprese che lo stadio di Biasca è il primo vero stadio di progressione del Tardiglaciale, che segue una fase di ritiro interrotta solamente dagli stadi di stagnazione del ghiacciaio del Ticino al Pleniglaciale (stadi di Sesto Calende e di Cugnasco per il braccio del

Verbano e stadio di Faloppio e di Melide per il braccio del Ceresio). Secondo HANTKE (1983), che propone una correlazione tra gli stadi del ghiacciaio del Ticino e quelli del ghiacciaio della Linth, gli stadi di Sesto Calende e di Faloppio corrisponderebbero allo stadio di Zurigo mentre gli stadi di Melide e Cugnasco corrisponderebbero allo stadio di Hurden.

Queste caratteristiche morfologiche e glaciologiche permettono di proporre una correlazione dello stadio di Biasca con lo stadio di Weissbad definito da KELLER (1988) nel massiccio del Sântis e sul fronte orientale delle Alpi. Le caratteristiche che permettono di comparare lo stadio di Biasca allo stadio di Weissbad sono le seguenti (KELLER 1988, in SCHOENEICH 1998a):

- lo stadio di Weissbad corrisponde al primo stadio di progressione indipendente dei ghiacciai locali al Tardiglaciale;
- questo stadio di progressione marcata risulterebbe da un raffreddamento corto e brutale seguente un interstadio importante, caratterizzato da una lunga fase di ritiro interrotta solamente da qualche fase di stagnazione, l'ultima delle quali sarebbe quella di Appenzello-Costanza del ghiacciaio del Reno;
- la fase principale di questo stadio è caratterizzata da una DLEG media dell'ordine di 950 metri.

Una correlazione dello stadio di Appenzello-Costanza del ghiacciaio del Reno con lo stadio di Hurden del ghiacciaio della Linth è generalmente ammessa (KELLER & KRAYS 1993). Tenendo conto dell'ipotesi di correlazione dello stadio di Cugnasco-Melide con lo stadio di Hurden proposta da HANTKE (1983), lo stadio di Biasca sarebbe il primo stadio seguente l'ultima fase dell'Hochwürm (stadio di Appenzello-Costanza) e quindi correlabile allo stadio di Weissbad. La DLEG per lo stadio di Biasca, dell'ordine di 1080-1200 metri, è leggermente superiore a quella proposta da KELLER (1988), ma resta nello stesso ordine di idee, soprattutto tenendo conto della correlazione a distanza. In base alla similitudine e ai valori della DLEG, infine, KELLER (1988) correla lo stadio di Weissbad con lo stadio di Bühl II del modello «Alpi Orientali».

Stadio BRE 3 (= OW 2 = Greina 2)

Per questo stadio, le località-tipo nelle Alpi Bienesi sono il Plaun la Greina per la regione della Greina e Corte di Cima per il ghiacciaio dell'Orino. Si tratta nei due casi di morene ben definite ma assai arrotondate e smussate, e parzialmente rimaneggiate da processi di soliflusso/geliflusso. Morfologicamente, è possibile correlarle con le morene di All'Acqua, nella Val Bedretto, e quindi con lo stadio di Daun del modello «Alpi Orientali».

Stadio BRE 2 (= OW 1 max. = Greina 1b)

Le località tipo nelle Alpi Bienesi per questo stadio sono le Gane di Terra Rossa per il ghiacciaio dell'Orino (Val Malvaglia), i Cogn di Camadra per il ghiacciaio del Brenno della Greina (Val Camadra) e lo sbocco della valle del Gaglianera per la regione della Greina. Si tratta di morene costruite

Sequenza «Brenno»		Sequenza «Greina»		Sequenza «Orino-W»	
Stadio	DLEG (m/1850)	Stadio	DLEG (m/1850)	Stadio	DLEG (m/1850)
BRE 1	110	Greina 1a	110	-	-
BRE 2	210-290	Greina 1b	210	OW 1 max.	290
BRE 3	310-420	Greina 2	310-350	OW2	400-420
BRE 4	470-560	-	-	OW3	470-560
BRE 5 ?	-	-	-	-	-
BRE 6 ?	-	-	-	-	-
BRE 7 ?	1080-1200	-	-	Biasca	1080-1200

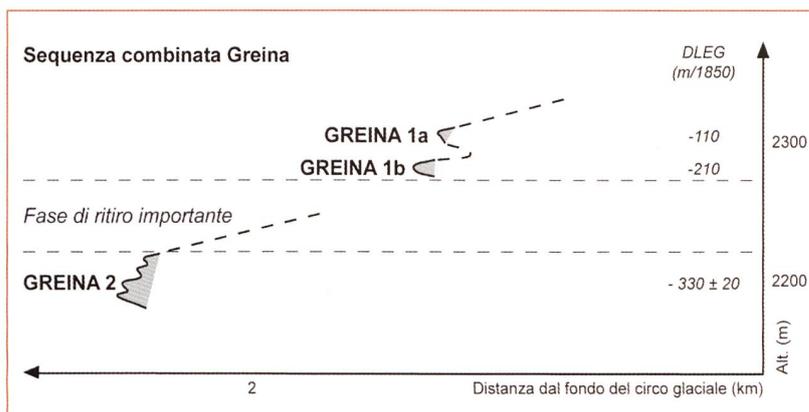
a creste ben marcate e a più cordoni (generalmente tra 2 e 3) Le morene di questo stadio si situano a una distanza di circa 1 – 1.5 km dalle morene dello stadio 1850. Questi argomenti morfologici permettono di correlare gli stadi OW 1 max. e Greina 1b con lo stadio di Maniò definito da RENNER (1982), e quindi con lo stadio dell'Egesen s.s. del modello «Alpi Orientali».

Stadio BRE 1 (= Greina 1a)

Le morene di questo stadio sono situate a circa 1 km dalle morene dello stadio 1850 e all'interno delle morene attribuite allo stadio BRE 2. La morfologia dei cordoni morenici è molto simile a quella delle morene dello stadio BRE 2, il che permette di correlare questo stadio con quello dell'Alpe di Cruina definito da RENNER (1982) e quindi con lo stadio di Bockten del modello «Alpi Orientali». In realtà, non si tratta di un vero e proprio stadio ma piuttosto di una ricorrenza minore alla fine dello stadio dell'Egesen s.l.

Tenendo conto delle correlazioni seguenti, che sono relativamente sicure:

- BRE 1 = Greina 1a = Alpe di Cruina = Bockten (Egesen s.l.);
- BRE 2 = Greina 1b = OW 1 max. = Maniò = Egesen s.s.;
- BRE 3 = Greina 2 = OW 2 = All'Acqua = Daun;
- BRE 7 = Biasca = Weissbad = Bühl II;



la correlazione proposta tra la sequenza di deglaciazione della Valle di Blenio e i modelli «Gotardo» (RENNER 1982) e «Alpi Orientali» (MAISCH 1982) è presentata nella tabella 2.15.

Sulla base delle correlazioni proposte, è quindi possibile avanzare le seguenti considerazioni generali di ordine cronologico (limite delle cronozone da BURGA & PERRET 1998):

- lo stadio di Biasca segue verisimilmente un interstadio marcante la transizione Pleniglaciale – Tardiglaciale (ovverosia prima dello stadio di Bühl). Secondo BURGA & PERRET (1998, p. 623), questo episodio è anteriore a 14'000 ¹⁴C anni

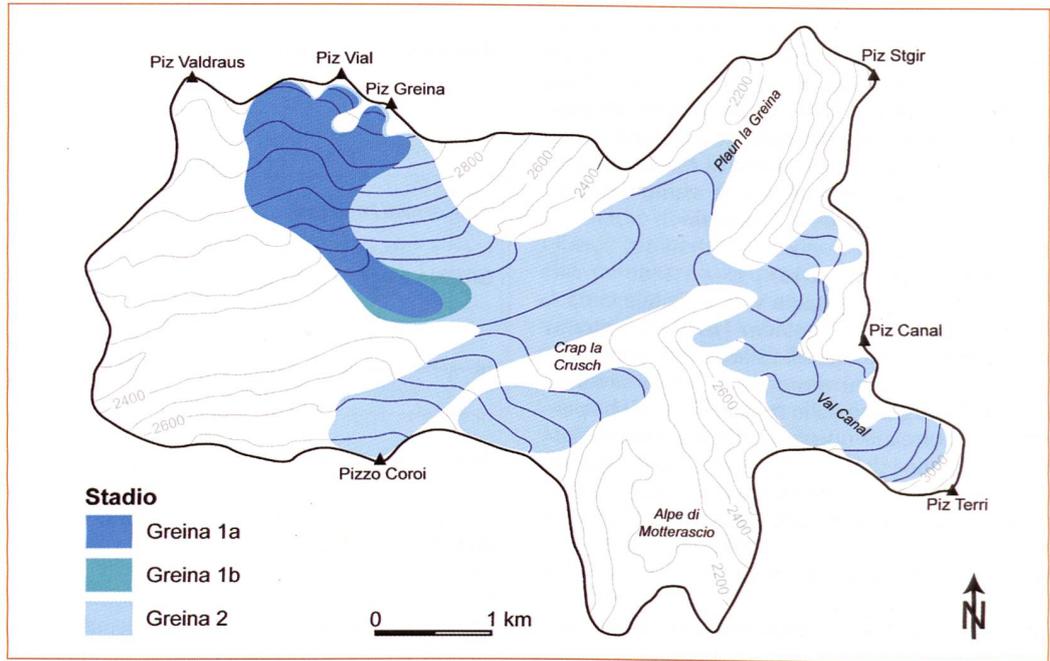
Figura 2.21 – Sequenza regionale composta della deglaciazione per la regione della Greina.

Stadio secondo "fonte"	Posizione del fronte	Altitudine (m slm)	DLEG 2:1 (m/1850)	DLEG d/2 (m/1850)	Fonte
<i>Brenno della Greina (Val Camadra)</i>					
Letzen Moränen	Cogn di Camadra	2100-2200	275-325	200-250	a
Letzen Spätwürm	Camadra di dentro	1900	425-475	350	a
Daigra	Daigra	1550	600-650	525	a
<i>Brenno del Lucomagno (Valle di Santa Maria)</i>					
Ausgehenden Spätwürm	Pian Segno	1650	550-600	Nessun ghiacciaio	a
Airolo	Campra	1400	675-725		a
<i>Brenno (Val Blenio) ¹⁾</i>					
Airolo	Gola del Sosto	1200	775	700	a
Faido	Ponto Valentino	700	1000	950	a
Biasca	Semione-Motto	~350-450	1200 ²⁾	1080-1105	a
<i>Ghiacciaio di Carassino ³⁾</i>					
Letzen Spätwürm ⁴⁾	A. Cassioi/Bresciana	1900	-	310-315	a
Ausgehendes Spätwürm	Lago di Carassino	1600	-	460-465	a
Airolo	Piano di Compietto	1100	-	1210-1215	a
<i>Ghiacciaio della Soja ⁵⁾</i>					
Jüngste Moränen	Piana	1600	-	310-315	a
Jüngere Spätwürm	Güfera/Mancuròu	1100	-	460-465	a
Airolo	Dangio	800	-	1210-1215	a
<i>Ghiacciaio della Frùda (Pizzo Molare)</i>					
Letzen Spätwürm	Gorda/Piandioss	1700-1950	-	Nessun ghiacciaio	a
Faido	Marolta	900	-		d
<i>Ghiacciaio della Cima di Cana Bianca</i>					
Letzen Spätwürm	Alpe Pièi	2200	-	Nessun ghiacciaio	a
Airolo	Stabbio/Tregua	1300-1600	-		a
Faido	Stabbio	900	-		a
<i>Ghiacciaio dell'Orino (Val Malvaglia) ⁶⁾</i>					
Holozäne	Alpe di Quarnei	2040	-	290-295	b
Letzte Spätwürm	Alpe di Pozzo	1600-1860	-	380-510	a
Späteren Spätwürm	Cascina di Dandrio	1300	-	660-665	a
Faido	Bacino Val Malvaglia	930	-	850	a
<i>Ghiacciaio della Lesgiüna (Val Pontirone) ⁷⁾</i>					
Letzte Spätwürm 1	Alpe di Cava	2050	330		c
Letzte Spätwürm 2	A. di Cava/Sceng di Sopra/ Giümela	1700-1900	405-505		c
Jüngerer Spätwürm	Ponte di Cengio	1200	755		c
Pontirone	Pontirone	850	730		a
Biasca	Gola della Lesgiüna	550	1080 ²⁾		a

Tabella 2.14 – Compilazione di tutte le sequenze locali di deglaciazione per il bacino del Brenno.

¹⁾ Referenza d/2: 2600 m slm (media dell'altitudine della lingua per il ghiacciaio del Piz Jut-W, del ghiacciaio del Piz Medel-SE).
²⁾ Con lo stadio di Biasca come riferimento. Sequenza completata con il metodo d/2.
³⁾ Referenza d/2: 2525 m slm (media dell'altitudine della lingua per il ghiacciaio del Piz Jut-W, del Vadrecc di Casletto e del ghiacciaio della Cima di Furnei-W).
⁴⁾ Per il Vadrecc di Furnei e il Vadrecc di Casletto.
⁵⁾ Referenza d/2: 2400 m slm (altitudine della lingua del Vadrecc di Bresciana).
⁶⁾ Referenza d/2: 2625 m slm (altitudine della lingua del ghiacciaio delle Gane di Cadabi e del Ghiacciaio di Giümello).
⁷⁾ Referenza d/2: 2460 m slm (altitudine della lingua del ghiacciaio di Vedrign).
a: HANTKE (1983);
b: ZELLER (1964);
c: OBERHÄNSLI (1973);
d: BOSSARD (1925).
Per i dati inerenti l'altitudine della lingua dei ghiacciai e della LEG, vedi MAISCH (1992) e SCAPOZZA (sottomesso).

Figura 2.22 – I paleo-ghiacciai della regione della Greina agli stadi Greina 1a, Greina 1b e Greina 2.



- BP (verosimilmente verso 18'000 – 17'000 ¹⁴C anni BP);
- gli stadi BRE 7 a BRE 3 sono anteriori all'interstadio tardiglaciale del Bølling-Allerød (13'000 – 11'000 ¹⁴C anni BP) e posteriori allo stadio di Biasca. Secondo BURGA (1988), il Passo del Lucomagno presentava ancora del ghiaccio a metà del Dryas antico (l'ultimo stadio marcato dalla presenza di ghiaccio sul Passo del Lucomagno è BRE 4) ed era libero da ghiaccio alla fine di questa cronozona (e quindi allo stadio BRE 3). Per il Sud delle Alpi, la transizione Dryas antico/Bølling è stata datata a Soazza (Mesolcina) a 13'060 ¹⁴C anni BP (ZOLLER & KLEIBER 1971). Possiamo quindi collocare cronologicamente gli stadi BRE 7 a BRE 4 tra 17'000 e 15'000/14'500 ¹⁴C anni BP, e lo stadio BRE 3 tra 14'000 e 13'000 ¹⁴C anni BP;
- lo stadio BRE 2, che corrisponde all'avanzata massima dell'Egesen, si collocherebbe all'inizio del Dryas recente (11'000 – 10'000 ¹⁴C anni

BP), mentre lo stadio BRE 1 si collocherebbe alla fine del Dryas recente o all'inizio del Preboreale (10'000 – 9000 ¹⁴C anni BP) (a questo proposito vedi IVY-OCHS *et al.* 2007, KERSCHNER & IVY-OCHS 2008).

Significato paleoclimatico dei rock glaciers

A partire dalle ricostruzioni paleogeografiche dei ghiacciai della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca e della loro correlazione cronologica, è possibile attribuire un'età alle generazioni di rock glaciers in base alla loro posizione rispetto agli stadi glaciali.

Come è stato presentato nella figura 2.16, i rock glaciers appartenenti a RG II si sarebbero sviluppati nelle zone che presentavano dei ghiacciai allo stadio OW 2 (Daun) e che erano libere da ghiaccio allo stadio OW 1 (Egesen). Possiamo quindi

Tabella 2.15 – Ipotesi di correlazione della sequenza di deglaciazione della Valle di Blenio con il modello «Gottardo» di RENNER (1982) e il modello «Alpi Orientali» di MAISCH (1982).

Ghiacciaio del Brenno			Val Bedretto – Leventina		"Alpi Orientali"	
Stadio	Analoghi locali	DLEG (m/1850)	Stadio	DLEG (m/1850)	Stadio	DLEG (m/1850)
BRE 1	Greina 1a	110	Alpe di Cruina	116	Bockten (Egesen s.l.)	100-150
BRE 2	Greina 1b, OW 1	210-290	Maniò	200-240	Egesen s.s.	170-240
BRE 3	Greina 2, OW 2	310-420	All'Acqua	260-315	Daun	250-350
BRE 4	OW 3	470-560	Fontana ?	420-450	Clavadel/Senders ?	380-470
BRE 5	-	600-700 ?	Airolo ?	660	Gschnitz ?	600-700
BRE 6	-	800-850 ?	Faido ?	805-830	Steinach ?	700-800
BRE 7	-	950 – 1100 ?	?	?	Bühl III ?	900-1000
BRE 8	Biasca	1080 - 1200	Biasca	1100-1300	Bühl II - Weissbad	

Tabella 2.16 – Valori della depressione del permafrost (DP) e dell'abbassamento relativo della temperatura (calcolato con un gradiente verticale di temperatura di 0.006°C/m) per diverse generazioni di rock glaciers nelle Alpi.

Regione	Generazione di rock glaciers	DP (m)	DT° (°C)	Stadio presunto	Fonte
Alpi Bleniesi	RG II	290	1.7	Egesen	Questo lavoro
	RG III	410-510	2.5 – 3.0	Daun	
Prealpi vodesi (VD)	Préalpes III	700	4.2	Gschnitz – Clavadel ?	SCHOENEICH (1998a)
Err-Julier (GR)	"Dryas recente"	500-600	3.0 – 3.6	Egesen	FRAUENFELDER <i>et al.</i> (2001)
Bagnes-Hérémence (VS)	"Dryas recente"	200	1.2	Egesen	LAMBIEL & REYNARD (2003)
Tirolo (A)	"Dryas recente"	520	3.1	Egesen	KERSCHNER (1985)
	"Dryas antico"	650	3.9	Daun	
Ferwall Group (A)	"Dryas recente"	250-350	1.5 – 2.1	Egesen I	SAILER & KERSCHNER (1999)

concludere che RG II è probabilmente contemporanea a OW 1: questa generazione di rock glaciers si è quindi sviluppata certamente dopo il Dryas antico e probabilmente durante il Dryas recente. Non bisogna escludere l'ipotesi che alcuni rock glaciers si siano sviluppati durante lo stadio OW 2 in zone che non presentavano dei ghiacciai.

Per RG III, la questione è simile: i rock glaciers di questa generazione si sarebbero sviluppati nelle zone che presentavano dei ghiacciai allo stadio OW 3 (Clavadel ?) e che erano libere dal ghiaccio allo stadio OW 2 (Daun). Data la prossimità spaziale di alcuni rock glaciers con le morene dello stadio OW 2, questi si sono sicuramente sviluppati dopo lo stadio OW 3 e molto probabilmente durante lo stadio OW 2. Alcuni rock glaciers molto vicini alle morene dello stadio OW 2, infine, avrebbero potuto svilupparsi durante il Dryas recente.

Se consideriamo che le variazioni delle isoterme sono più omogenee a scala alpina delle variazioni di altitudine della LEG, i rock glaciers dovrebbero permettere migliori correlazioni a distanza rispetto ai ghiacciai. Si è quindi tentato di correlare le generazioni di rock glaciers relitti delle Alpi Bleniesi con delle generazioni di rock glaciers di altre regioni delle Alpi (tabella 2.16).

Possiamo vedere che le generazioni di rock glaciers determinate nelle Alpi Bleniesi sono coerenti rispetto a quelle delle Prealpi vodesi (SCHOENEICH 1998a), della regione Val de Bagnes – Val d'Hérémence (LAMBIEL & REYNARD 2003) e del Ferwall group, nel Tirolo occidentale (SAILER & KERSCHNER 1999). Rispetto alle regioni dell'Err-Julier (FRAUENFELDER *et al.* 2001) e del Tirolo (KERSCHNER 1985) le differenze sono invece più importanti. Per quel che concerne il lavoro di KERSCHNER (1985), i suoi risultati devono molto probabilmente essere corretti invecchiando gli stadi, il che permetterebbe di ottenere dei valori della depressione del permafrost coerenti rispetto ai risultati più recenti (vedi SAILER & KERSCHNER 1999).

Per FRAUENFELDER *et al.* (2001), il problema è invece diverso: è infatti probabile che, se si considerano i valori dell'abbassamento relativo di temperatura calcolati dagli autori stessi (valori compresi tra 0.0 e -3.4°C), i rock glacier relitti appartengono a più di una generazione.

Paleotemperature nelle Alpi Bleniesi durante la fine del Tardiglaciale

Alfine di comporre una cronologia paleoclimatica relativa, sono state calcolate le paleotemperature della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca per le generazioni di rock glaciers RG I, RG II e RG III e per gli stadi glaciali OW 1, OW 2 e OW 3. Questi calcoli sono stati compiuti secondo le formule presentate nel box 2.2. I risultati e i parametri utilizzati nelle varie formule sono presentati nelle tabelle da 2.17 a 2.22. La cronologia paleoclimatica è stata infine costruita utilizzando i valori di MAAT normalizzati a un'altitudine di 2000 m slm (tabella 2.23).

Questi calcoli sono stati eseguiti tenendo conto di

precipitazioni costanti durante il tempo. Secondo KERSCHNER *et al.* (2000), invece, le precipitazioni nelle Alpi Bleniesi durante il Dryas recente potevano essere da 10 a 20% inferiori rispetto a oggi (figura 2.23A). Più il clima è secco e più l'altitudine della LEG tende a innalzarsi. Ne consegue che, per un'altitudine costante della LEG, una diminuzione delle precipitazioni si traduce in una diminuzione delle temperature. In altri termini, per produrre le depressioni della LEG determinate per gli stadi tardiglaciali con delle precipitazioni inferiori del 20% rispetto a oggi, le temperature avrebbero dovuto essere più fredde di quelle calcolate.

Una diminuzione del 20% delle precipitazioni causa un innalzamento dell'altitudine della LEG di circa 120 metri (KERSCHNER *et al.* 2000), il che indica che le temperature calcolate per il Dryas recente dovrebbero essere corrette almeno di -0.72°C (figura 2.23B). Applicando questo fattore di correzione agli altri stadi tardiglaciali, si ottengono le paleotemperature presentate nella tabella 2.24. Evidentemente, è poco probabile che le precipitazioni durante il Dryas recente siano rappresentative per tutta la fine del Tardiglaciale: la correzione imputata ha in ogni modo il vantaggio di dare un'immagine più realistica rispetto al fatto di considerare le precipitazioni simili a quelle attuali.

I valori corretti danno delle temperature che corrispondono a un raffreddamento rispetto a oggi di circa 2.5 – 3.0°C per il Dryas recente e di circa 3.5 – 5.5°C per la fine del Dryas antico, il che è assai conforme ai valori ammessi comunemente (per esempio, KERSCHNER 1985, SCHOENEICH 1998a, KERSCHNER *et al.* 1999, KERSCHNER & IVY-OCHS 2008). La cronologia basata sulle paleotemperature è presentata nella figura 2.24. Lo schema è stato completato aggiungendo la differenza di MAAT rispetto al 1850 correntemente ammessa per l'interstadio tardiglaciale del Bølling-Allerød nelle Alpi Ticinesi, vale a dire circa 0.8 – 1.5°C (valori determinati sulla base delle fluttuazioni del limite superiore della foresta – *Timberline* – da BURGA & PERRET 1998).

Le considerazioni conclusive che possiamo presentare sulla base di questa cronologia basata sulle paleotemperature sono le seguenti:

- Lo sviluppo di RG III è cominciato probabilmente al Clavadel/Senders nelle zone che non

Figura 2.23 – A) Cambiamento nelle precipitazioni (in %) per il Dryas recente rispetto all'attuale. B) Relazione tra la depressione della LEG per il Dryas recente (Egesen max.) e il cambiamento nelle precipitazioni. Modificato da KERSCHNER *et al.* (2000).

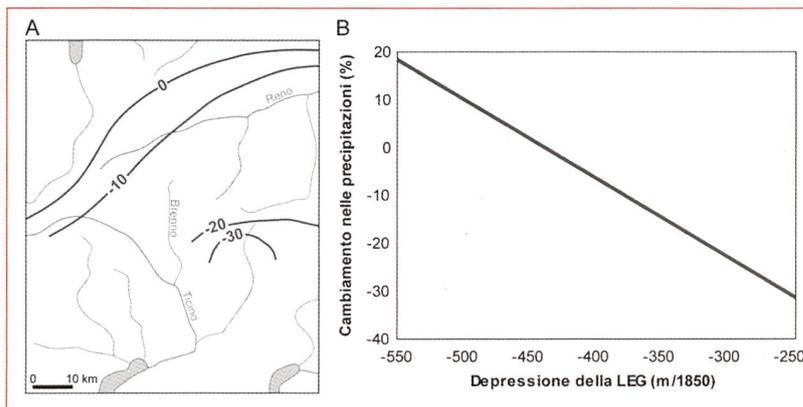


Tabella 2.17 – MAAT all'altitudine inferiore dei rock glaciers attivi/inattivi (RG I) e all'altitudine della LEG nel 1850 (LEG PEG) per l'orientazione nord-est calcolata a partire dalle stazioni di Comprovasco (Co.) e Cimetta (Ci.).

RISULTATI	Stazione di riferimento.		PARAMETRI	Stazione di riferimento	
	Co.	Ci.		Co.	Ci.
MAAT a 2500 m (RG I) (°C)	-0.56	-0.59	T (1961-1990) (°C)	9.6	4.3
MAAT a 2500 m nel 1850 (°C)	-1.40	-1.43	Z (m)	575	1672
MAAT a 2740 m (LEG PEG) (°C)	-1.97	-2.00	DT/Dz (500 - 1500 m) (°C/m)	0.0046	
MAAT a 2740 m nel 1850 (°C)	-2.81	-2.84	DT/Dz (1500 - 4000 m) (°C/m)	0.0059	
			Correzione 1990 – 1850 (°C)	0.84	

Tabella 2.18 – MAAT a 2500 m slm per RG II.

RISULTATI PER RG II		PARAMETRI	
Depressione del permafrost (m)	290	DT/Dz (°C/m)	0.0059
MAAT a 2500 m (°C)	-3.11	DT° (°C)	-1.71

Tabella 2.19 – MAAT a 2500 m slm per RG III.

RISULTATI PER RG III		PARAMETRI	
Dep. del permafrost max (m)	510	DT/Dz (°C/m)	0.0059
Dep. del permafrost min (m)	410	DT° max (°C)	-3.01
MAAT min a 2500 m (°C)	-4.40	T° min (°C)	-2.42
MAAT max a 2500 m (°C)	-3.81	T° media (°C)	-2.71
MAAT media a 2500 m (°C)	-4.11		

Tabella 2.20 – MAAT all'altitudine della LEG per lo stadio OW 1.

RISULTATI PER OW 1		PARAMETRI	
Depressione della LEG (m)	290	T/ z (°C/m)	0.0059
MAAT alla LEG (°C)	-2.81	T° basata su RG II (°C)	-1.71

Tabella 2.21 – MAAT all'altitudine della LEG per lo stadio OW 2.

RISULTATI PER OW 2		PARAMETRI	
Depressione della LEG (m)	410	T/ z (°C/m)	0.0059
MAAT alla LEG (°C)	-2.81	T° basata su RG III min (°C)	-2.42

Tabella 2.22 – MAAT all'altitudine della LEG per lo stadio OW 3.

RISULTATI PER OW 3		PARAMETRI	
Depressione della LEG (m)	530	T/ z (°C/m)	0.0059
MAAT alla LEG (°C)	-2.93	T° basata su RG III max (°C)	-3.01

Tabella 2.23 – Normalizzazione di MAAT a 2000 m slm per RG I, RG II, RG III e OW 1, OW 2 e OW 3.

NORMALIZZAZIONE DELLA T° A 2000 m slm	Alt. (m)	Rif. (m)	MAAT (°C)	T° a 2000 m slm (°C)	T° (°C)
RG I (PEG)	2500	2500	-1.40	1.55	0
RG II (OW 1 = Egesen)	2210	2500	-3.11	-0.16	-1.71
RG III min (OW 2 = Daun)	2090	2500	-3.81	-0.86	-2.41
RG III max (OW 3 = Clavadel ?)	1990	2500	-4.40	-1.45	-3.00
LEG 1850	2740	2740	-2.84	1.55	0
LEG OW 1	2450	2450	-2.81	0.55	-1.00
LEG OW 2	2330	2330	-2.81	-0.21	-1.76
LEG OW 3	2210	2210	-2.93	-2.10	-3.65

presentavano dei ghiacciai a quest'epoca ed è continuato fino alla fine del Dryas antico nelle zone che non presentavano dei ghiacciai al Daun. Alcuni rock glaciers di questa generazione avrebbero potuto formarsi anche dopo la fine del Dryas antico, vale a dire durante il Bølling (che era leggermente più freddo dell'Allerød, vedi BURGA & PERRET 1998). La loro inattivazione/fossilizzazione daterebbe dell'Allerød, anche se una loro riattivazione durante il Dryas recente non è da escludere.

- RG II si è probabilmente sviluppata prima e/o durante il Dryas recente. Se consideriamo la depressione del permafrost dovuta alla differenza di MAAT al Bølling-Allerød rispetto al 1850, i rock glaciers attualmente relitti situati da 170 a 250 metri più basso dei rock glacier attualmente

attivi/inattivi avrebbero potuto svilupparsi lungo tutto l'interstadio del Bølling-Allerød. Nelle zone che non presentavano dei ghiacciai durante il Dryas recente, il loro sviluppo avrebbe potuto continuare, mentre nelle zone dove si sono sviluppati dei ghiacciai, essi avrebbero subito delle importanti perturbazioni termiche e meccaniche. È ugualmente probabile che alcuni rock glaciers si siano formati alla fine del Dryas recente. È correntemente ammesso, infatti, che il clima è rimasto molto freddo durante tutto il Dryas recente ma che un'importante diminuzione delle precipitazioni abbia determinato un ritiro glaciale precoce, il che ha lasciato libero degli spazi per lo sviluppo di nuovi rock glaciers (IVY-OCHS *et al.* 1996, KERSCHNER 1985). Se consideriamo l'importante inerzia termica del permafrost con i cambiamenti climatici, è probabile che questa generazione di rock glaciers sia diventata relitta non prima della fine del Preboreale (10'000 – 9000 ¹⁴C anni BP) o addirittura durante il Boreale (9000 – 8000 ¹⁴C anni BP);

- RG I è di età olocenica, quindi posteriore al Dryas recente (Egesen).

Tabella 2.24 – Normalizzazione di MAAT a 2000 m slm per gli stadi glaciali OW 1, OW 2 e OW 3 tenendo conto di una diminuzione delle precipitazioni del 20% durante il Tardiglaciale.

STADIO GLACIALE	Alt. LEG (m)	Rif. (m)	MAAT (°C)	T° a 2000 m slm corretta (°C)	T° corretta (°C)
1850	2740	2740	-2.84	0.83	0
OW 1	2450	2450	-2.81	-0.17	-1.72
OW 2	2330	2330	-2.81	-0.93	-2.48
OW 3	2210	2210	-2.93	-2.82	-4.37

2.2.7 L'OLOCENE: GENERALITÀ E RITIRO GLACIALE DALLA PICCOLA ERA GLACIALE

ERA GLACIALE

Evoluzione climatica del Sud delle Alpi

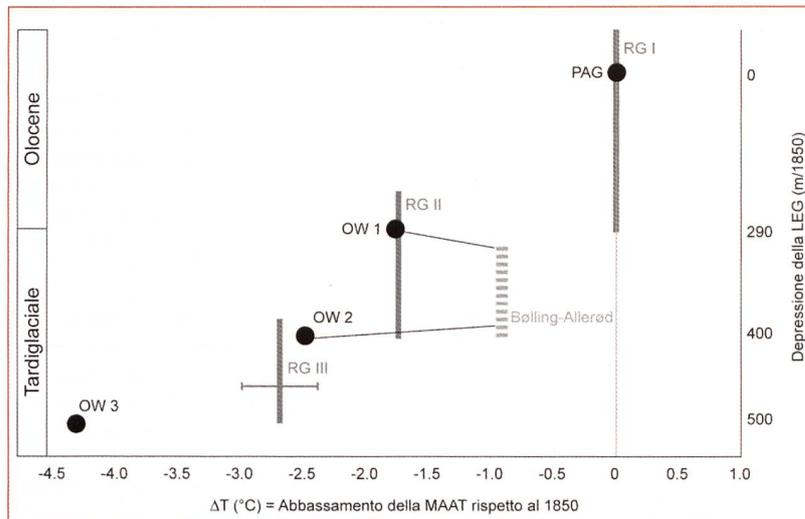
Le fluttuazioni glaciali oloceniche dei ghiacciai ticinesi, fatta eccezione per la Piccola Era Glaciale (PEG), sono state poco studiate. Le informazioni concernenti l'evoluzione climatica delle zone di montagna sono conosciute quasi esclusivamente grazie ai diagrammi pollinici stabiliti nelle torbiere della Bedrina (1200 m slm; ZOLLER 1960), di Acquacalda (1800 m slm) e Campra (1400 m slm, foto 2.21; MÜLLER 1972), di Cadagno di Fuori e di Robiei (1900 m slm; ZOLLER 1960, 1987). Il solo profilo completo che copre la seconda metà del Tardiglaciale e l'Olocene è quello della Bedrina di Dalpe, in Val Leventina (ZOLLER 1960, TORONI 1969, PELLEGRINI 1973). Secondo il diagramma pollinico e le datazioni al radiocarbonio eseguite in questa torbiera, risulta che la ricolonizzazione vegetale dopo l'UMG al Sud delle Alpi è stata sincrona con il Nord delle Alpi. Al contrario, il postglaciale (in senso ecologico; quindi l'epoca che segue il Preboreale), è cominciato al Sud delle Alpi circa 1000 anni prima rispetto al Nord delle Alpi; da questo momento in poi, la storia botanica dei due versanti delle Alpi si è differenziata, come si può vedere nella tabella 2.25.

Le ricerche svolte da ZOLLER (1960) hanno permesso di evidenziare tre oscillazioni climatiche corrispondenti a dei periodi freddi (vedi anche PELLEGRINI 1973, p. 209):

- da 10'100 a 9800 BP (Preboreale), l'oscillazione del Piottino, con un diradamento della foresta fino a circa 1200 metri di altitudine;
- da 7500 a 6500 BP (Atlanticum antico), l'oscillazione di Mesocco (Misox), con un diradamento della foresta fino a circa 1500 metri di altitudine;
- da 5400 a 4500 BP (Atlanticum recente – Subboreale), l'oscillazione di Piora, con un diradamento della foresta fino a circa 1800 metri di altitudine.

Queste tre oscillazioni fredde corrispondono, rispettivamente, alle fasi fredde di Palü, Misox e Piora I-II di BURGA *et al.* (2001). Questi tre periodi freddi sono messi in relazione con le fluttuazioni glaciali. Le morene che barrano il lago di Cadagno (1900 m), ad esempio, sono state datate da ZOLLER (1960) come contemporanee dell'oscillazione di Piora. A queste tre fasi bisogna aggiungere l'oscillazione di Schams (8500 – 7200 BP), che è stata evidenziata da BURGA *et al.* (2001) nelle torbiere della regione del Lucomagno (Campra e Acquacalda) e che si intercala alle oscillazioni di Palü e di Misox.

Per quel che concerne le fluttuazioni del limite superiore della foresta (*timberline*), secondo PELLEGRINI (1973), al Boreale e all'Atlanticum (considerato come l'optimum climatico dell'Olocene), esso non era più elevato che adesso. Al contrario, secondo BURGA (1988) e BURGA & PER-



RET (1998), durante l'Atlanticum recente la *timberline* si situava da 100 a 200 metri più in altitudine che oggi. I dati più recenti, basati sulle fluttuazioni del limite superiore degli alberi (*tree-line*) (ad esempio, TINNER & VESCOVI 2005), concordano con il modello proposto da BURGA & PERRET (1988) (figura 2.25).

Dopo la degradazione climatica del Subboreale e del Subatlanticum antico e l'optimum climatico dell'Epoca Romana, il Medio Evo è stato caratterizzato, tra l'800-900 d.C. e il 1250-1300 d.C., da un periodo caldo e relativamente secco, chiamato Periodo Caldo Medievale (cf. GROVE & SWITSUR 1994, TROUET *et al.* 2009). In accordo con il ritrovamento di frammenti di legno alla base del fronte del rock glacier di Piancabella, il limite superiore degli alberi durante la fine del Periodo Caldo Medievale poteva essere di 100-200 metri più alto rispetto alla metà del XX secolo (SCAPOZZA *et al.*

Figura 2.24 – Evoluzione delle temperature dal Tardiglaciale al presente. Per le generazioni di rock glaciers, la barra indica la durata possibile della loro fase di attività e di inattività. Modificato da SCAPOZZA *et al.* (2008b).

Foto 2.21 – La torbiera alta di Campra di là (Valle di Santa Maria) (foto C. Scapozza).



Epoca	EUROPA CENTRALE (da BURGA & PERRET 1998)	REGIONE INSUBRICA (da ZOLLER 1960)	Clima	
Tardiglaciale	Ia Dryas antico ca. 18'000 – 13'000 BP	1a	Continente freddo	
	Ib Interstadio Bolling 13'000 – 12'000 BP	1b	Più caldo e secco	
	Ic Dryas medio 12'000 – 11'800	1c	Continente freddo	
	II Interstadio Allerød 11'800 – 11'000	2	Più caldo e secco	
	III Dryas recente 11'000 – 10'000 BP	3	Freddo e secco	
Postglaciale o Olocene	IV Preboreale 10'000 – 9000 BP	4a,b	10'200 – 9800 BP	Più caldo e secco
	V Boreale 9000 – 8000 BP	5	9800 – 6000 BP	Caldo e secco
	VI Atlanticum antico 8000 – 6000 BP			Caldo e tendente all'umido
	VII Atlanticum recente 6000 – 5000 BP	6	6000 – 2500 BP	Caldo e umido
	VIII Subboreale 5000 – 2500 BP			Meno caldo e più secco
	IX Subatlanticum antico 2500 BP – 1000 BP	7a	2500 BP – 500 d.C.	Fresco e umido
		7b	500 – 1100 d.C.	
	X Subatlanticum recente dal 1000 BP	7c	1100 – 1700 d.C.	Più caldo e più secco
		7d	dal 1700 d.C.	

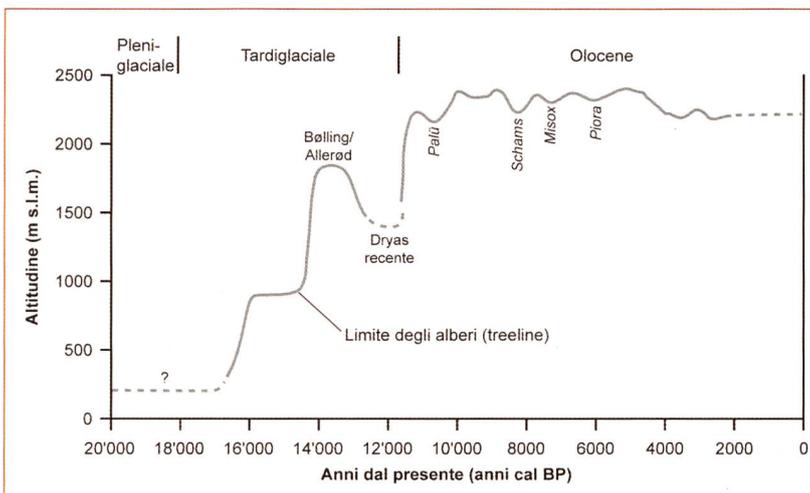
Tabella 2.25 – Le zone polliniche dell'Europa Centrale e della regione Insubrica durante il Tardiglaciale e l'Olocene.

2009). Il Periodo Caldo Medievale precede la PEG (ca. 1350-1850 d.C.), che è l'ultima degradazione climatica olocenica marcata da un'importante ricorrenza glaciale. Secondo PELLEGRINI (1973), che ha messo in relazione le oscillazioni glaciali con delle analisi dendroclimatologiche, la fase marcata dall'avanzata glaciale più importante della PEG nelle Alpi Ticinesi corrisponde al periodo tra il 1590 e il 1850 d.C.

Lo stadio 1850 e le fluttuazioni recenti dei ghiacciai

La Valle di Blenio con le sue valli laterali conta all'ora attuale circa 17 ghiacciai (53 se si tiene conto anche delle zone circostanti in territorio grigione). La maggior parte di questi ghiacciai si trova nella regione della Greina – Piz Medel (n=23) e nel massiccio dell'Adula/Rheinwaldhorn (n=21), mentre una minima parte si trova a cavallo tra la Val Malvaglia, la Val Pontirone e la vicina Valle Calanca (n=9) (figura 2.26).

Figura 2.25 – Altitudine del limite superiore degli alberi (treeline) nelle Alpi meridionali dall'UMG a oggi. Modificato da TINNER & VESCOVI (2005).



Alla fine della PEG, la superficie glaciale della Valle di Blenio era di circa 10 km², mentre se si considerano anche le zone circostanti, la superficie aumentava fino a circa 48 km², di cui il 42% nella regione della Greina – Piz Medel, il 46% nel massiccio dell'Adula/Rheinwaldhorn e circa il 12% tra Val Malvaglia, Val Pontirone e Valle Calanca. Il ghiacciaio più importante su territorio bleniese era il Vadrecc di Bresciana, in Val Soi, con una superficie di 1.8 km². In poco più di un secolo il ritiro glaciale è stato molto importante. Nel 1973, secondo le zone, la superficie glaciale media è diminuita tra il 40 e il 70% rispetto al 1850 (tabella 2.27).

Le variazioni della perdita di superficie tra il 1850 e il 1973 sono in parte dovute alla taglia del ghiacciaio: in effetti, i ghiacciai più piccoli reagiscono più rapidamente alle variazioni climatiche rispetto ai ghiacciai più grandi. Questa relazione è valida sia per ogni singolo ghiacciaio, sia secondo l'importanza della superficie glaciale per ogni regione, come si può vedere sulla figura 2.27. Generalmente, infatti, le zone con una superficie glaciale ridotta sono anche quelle che presentano dei ghiacciai di minor taglia, come ad esempio la Val Malvaglia o la Val Pontirone.

Il ritiro glaciale dalla fine della PEG fino ai nostri giorni non è stato uniforme, ma è stato intervallato da più fasi di stagnazione o di avanzata del ghiacciaio. La figura 2.28 presenta le variazioni di lunghezza del Vadrecc di Bresciana e del Gletscher da Lavaz, situati rispettivamente sul versante occidentale dell'Adula/Rheinwaldhorn e sul versante occidentale del Piz Valdraus (regione della Greina), ottenute grazie a delle misure geodetiche della posizione della lingua del ghiacciaio alla fine dell'anno idrologico. Su territorio bleniese, a parte il Vadrecc di Bresciana, che è monitorato dal 1896, è tenuto sotto controllo dal 2005 anche il Vadrecc di Camadra (VALEGGIA *et al.* 2006). Sono inoltre disponibili le misurazioni delle variazioni di lunghezza del Paradiesgletscher (dal 1873) e del Läntagletscher (dal 1895), situati sul versante orientale dell'Adula/Rheinwaldhorn (GLETSCHERBERICHT 1881-2008).

Le variazioni di lunghezza del Vadrecc di Bresciana e del Gletscher da Lavaz permettono di vedere che, dall'inizio del XX secolo, il ritiro glaciale è stato assai uniforme fino al 1960, intervallato solo da qualche avanzata sporadica e da qualche periodo di stagnazione (il più importante per il Vadrecc di Bresciana tra il 1930 e il 1940). Il periodo tra il 1960 e il 1980, al contrario, è marcato da un periodo di leggera avanzata glaciale. L'avanzata più importante in questo periodo è quella del Gletscher da Lavaz nel 1971 (114 metri), che costituisce l'avanzata massima per questo ghiacciaio dall'inizio del XX secolo. Dal 1985 è cominciata una fase ininterrotta di ritiro glaciale, che ha causato un'importante diminuzione della taglia dei due ghiacciai, con una perdita di lunghezza in circa 20 anni equivalente a quella dei precedenti 90 anni!

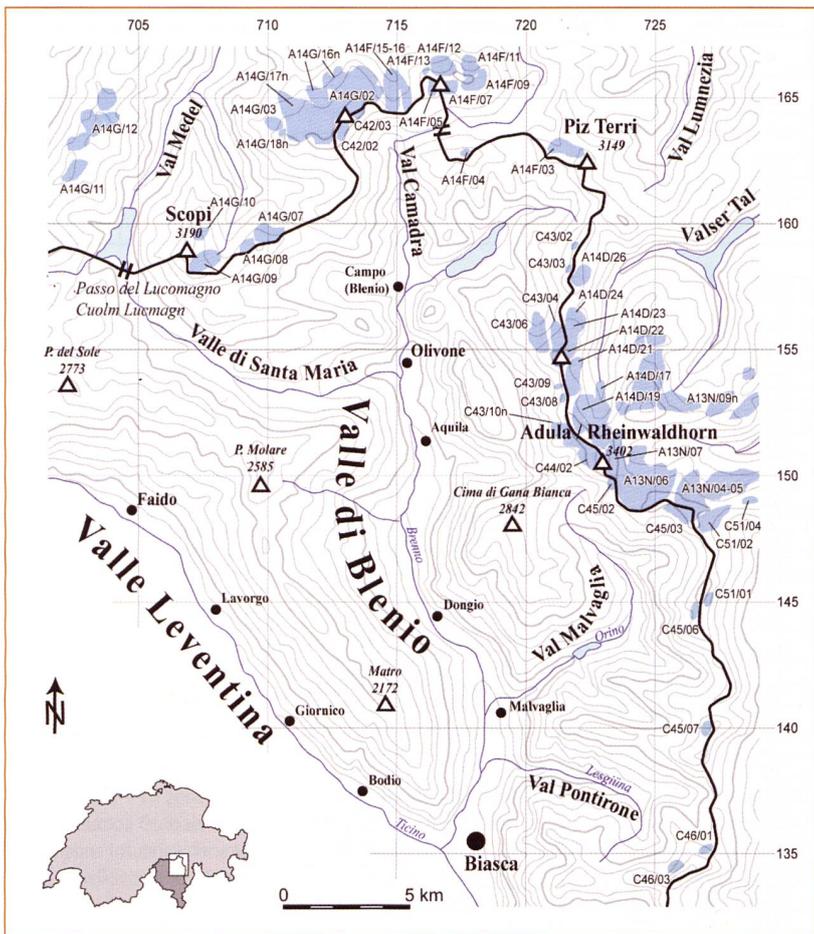
Il ritiro glaciale dalla fine della PEG è documentato anche nella regione della Greina grazie al-

Codice	Nome del Ghiacciaio	No. CN 1:25'000	Coord. (km)		Esp.	Superficie 1850 (km ²)	Superficie 1973 (km ²)	Differenza (%)
			X	Y				
HINTERRHEIN (GR)								
A13N/04	Zapportgletscher (teil Z'horn)	1254	727.4	149.4	NE	2.416	1.399	42.1
A13N/05	Zapportgl. (teil Rhein'horn)	1254	726.3	149.3	NE	1.968	1.037	47.3
A13N/06	Paradiesgletscher	1254	724.1	149.7	N	5.944	3.992	32.8
A13N/07	Rheinwaldhorn-NE	1253	723.3	151.0	NE	0.748	0.502	32.9
A13N/09n	Güferhorn-S	1253	724.7	152.3	S	0.569	0.182	68.0
ZERVREILA (GR)								
A14D/17	Läntagletscher	1253	722.7	151.7	N	2.173	1.364	37.2
A14D/19	Grauhorngletscher	1253	721.9	151.2	NE	0.744	0.507	31.9
A14D/21	Cima di Fornee	1253	721.6	153.8	NE	0.434	0.338	47.5
A14D/22	Pizzo di Cassimoi-E	1253	721.3	154.6	NE	0.236	0.182	22.9
A14D/23	Pizzo Cassinello	1253	721.6	155.0	NE	0.275	0.099	64.0
A14D/24	Cassinell Gletscher	1253	721.7	155.7	NE	1.014	0.258	74.6
A14D/26	Plattenberg-E	1253	721.9	157.6	NE	0.304	0.154	49.3
A14D/28n	Schwarzhorn-W	1253	723.9	153.6	NW	0.262	0.154	41.2
GREINA (GR/TI)								
A14F/03	Terri Gletscher dil	1233	721.5	162.6	NO	0.704	0.608	13.6
A14F/04	Rialpe Gletscher da	1233	717.5	162.7	N	0.474	0.056	88.2
A14F/05	Valdraus Vadrecc del	1233	716.0	165.4	S	0.298	0.0086	71.1
A14F/07	Gaglianera Gletscher da	1233	716.7	165.3	S	0.345	0.177	48.7
A14F/09	Greina Gletscher dalla	1233	718.0	165.5	E	0.614	0.372	39.4
A14F/11	Sutgletscher	1233	717.6	166.0	N	0.791	0.484	38.8
A14F/12	Valdraus Gletscher da	1233	716.5	166.0	N	1.063	0.631	40.6
A14F/13	Piz Valdraus-NE	1233	715.6	166.1	N	0.269	0.136	49.4
A14F/15	Lavaz Gletscher da	1233	714.5	165.0	N	3.156	1.828	42.1
A14F/16	Lavaz-W	1233	713.5	165.5	NE	0.794	0.301	62.1
MEDEL (GR/TI)								
A14G/02	Medel Gletscher da-W	1233	712.0	164.0	N	2.737	2.145	21.6
A14G/03	Puzetta Gletscher da	1233	710.0	163.7	NO	0.394	0.261	33.8
A14G/07	Tuors Gletscher dalla	1233	709.6	159.5	N	0.954	0.518	45.7
A14G/08	Bianca Gletscher dalla	1233	708.9	158.9	NO	0.285	0.162	43.2
A14G/09	Casatscha Gletscher da	1232	707.3	158.4	NE	1.114	0.408	63.4
A14G/10	Piz Vallatscha-SE	1232	707.1	159.5	NE	0.252	0.108	57.1
A14G/11	Piz Rondadura	1232	701.2	159.2	NE	0.348	0.109	68.7
A14G/12	Lai Blau Gletscher dil	1232	702.3	162.0	NE	0.514	0.294	42.8
A14G/16n	Plattas Gletscher da-E	1232	713.0	165.0	NO	2.164	1.567	27.6
A14G/17n	Davos la Buora Gl. Da	1232	711.0	164.0	N	1.944	1.536	21.0
A14G/18n	Puzetta-II	1232	710.3	164.1	NO	0.255	0.107	58.0
VAL CAMADRA (TI)								
C42/02	Camadra Vadrecc di	1233	712.7	163.5	SE	0.521	0.199	61.8
C42/03	Piz Medel-SE	1233	713.0	164.0	SE	0.437	0.176	59.7
OLIVONE E (TI)								
C43/02	Torrone di Garzora-N	1233	722.0	159.5	N	0.219	0.123	43.8
C43/03	Plattenberg-NW	1253	721.4	158.0	NO	0.364	0.131	64.0
C43/04	Sorda Vadrecc di	1253	721.2	155.3	N	0.808	0.400	50.5
C43/06	Scaradra Vadrecc di	1253	720.2	155.2	N	0.991	0.219	77.9
C43/08	Piz Jut-W	1253	721.2	152.4	NO	0.232	0.015	93.5
C43/09	Casletto Vadrecc di	1253	721.4	151.7	NO	0.491	0.156	68.2
C43/10n	Cima di Fornée-W	1253	721.2	153.8	O	0.119	0	100.0
VAL SOI (TI)								
C44/02	Bresciana Vadrecc di	1253	722.3	150.7	O	1.775	0.842	52.6
VAL MALVAGLIA (TI)								
C45/02	Gane dei Cadabi	1253	723.3	149.4	O	0.419	0.096	77.1
C45/03	Giumello Ghiacciaio di	1254	726.1	148.4	SE	0.768	0.369	52.0
C45/06	Parete Ghiacciaio della	1274	726.7	143.8	NO	0.499	0.123	75.4
C45/07	Ramulazz Ghiacciaio del	1274	727.2	139.9	NO	1.212	0.202	83.3
VAL PONTIRONE (TI)								
C46/01	Vedrign	1274	726.7	134.6	N	0.188	0.071	62.2
C46/03	Basso Ghiacciaio di	1274	726.5	134.3	N	0.346	0.192	44.5
VAL CALANCA (GR)								
C51/01	Piz Piotta-NE	1274	727.2	145.9	NE	0.264	0.059	77.7
C51/02	Stabi Ghiacciaio di	1254	726.9	148.3	E	1.409	0.427	69.7
C51/04	Zapporthorn-SW	1254	728.1	148.8	S	0.186	0.147	21.0

Tabella 2.26 – Caratteristiche dei ghiacciai delle Alpi Bleniesi e delle zone circostanti. Dati da MAISCH (1992).

		Superficie 1850 (km)	Superficie 1973 (km)	Variazione (km)	Variazione (%)
Greina – Piz Medel (23 ghiacciai)	Media	0.89	0.53	0.36	-40.5
	Somma	20.43	12.19	8.24	-40.3
Adula – Rheinwaldhorn (21 ghiacciai)	Media	1.05	0.57	0.48	-45.7
	Somma	22.09	12.05	10.03	-45.4
Val Malvaglia/Val Pontirone/ Valle Calanca (9 ghiacciai)	Media	0.59	0.19	0.40	-67.8
	Somma	5.88	1.97	4.01	-68.2
TOTALE (53 ghiacciai)	Media	0.90	0.49	0.31	-34.4
	Somma	47.80	25.93	21.87	-45.8

Tabella 2.27 – Variazione della superficie glaciale tra il 1850 e il 1973.



l'analisi di carte topografiche storiche (Scapozza & Fontana, dati non pubblicati). Dall'analisi e dal confronto di 13 carte di epoca diversa (tabella 2.28), è stato possibile ricostruire le variazioni di superficie del Vadrecc del Valdraus, del Gletscher da Gaglianera, del Ghiacciaio di Rialpe e del Gletscher dil Terri dalla fine della PEG a oggi (figura 2.29).

La figura 2.29 mostra l'importanza del ritiro glaciale recente nella regione della Greina, con il Vadrecc del Valdraus e il Ghiacciaio di Rialpe che all'ora attuale sono quasi scomparsi completamente. Il ritiro glaciale non è stato uniforme, ma è stato marcato da tre periodi di regressione importante (1876-1905, 1941-1959, 1990-), intervallati da un periodo di leggera avanzata generale (1905-1941) e da un periodo di stagnazione prolungata (1959-1990) (figura 2.30).

Se confrontiamo le fluttuazioni glaciali nelle Alpi Bleniesi e nelle zone circostanti con le variazioni delle precipitazioni e delle temperature medie annue ad Acquarossa/Comprovasco e a Disentis/Sedrun (figura 2.30), alcune relazioni sono assai evidenti. Il periodo di leggera avanzata glaciale del 1900-1940 è stato caratterizzato da precipitazioni globalmente superiori alla norma 1960-1990, mentre per il periodo di ritiro glaciale importante del 1940-1960 le precipitazioni sono state meno importanti. Dal 1960 si hanno a disposizione anche i dati inerenti le temperature dell'aria. Il periodo dal 1960 al 1990 è marcato da una leggera diminuzione delle temperature medie annue, ben visibile sulla media mobile delle temperature registrate a Disentis/Sedrun. Questo periodo è accompagnato da precipitazioni globalmente superiori alla norma 1961-1990, il che potrebbe spiegare la stagnazione o la leggera avanzata di alcuni ghiacciai delle Alpi Bleniesi. Dal 1990, infine, l'aumento delle temperature è evidente per entrambe le stazioni meteorologiche considerate, con una progressione di +0.8°C per Acquarossa/Comprovasco e di +1.0°C per Disentis/Sedrun per il periodo 1990-2008 rispetto alla norma climatologica 1961-1990.

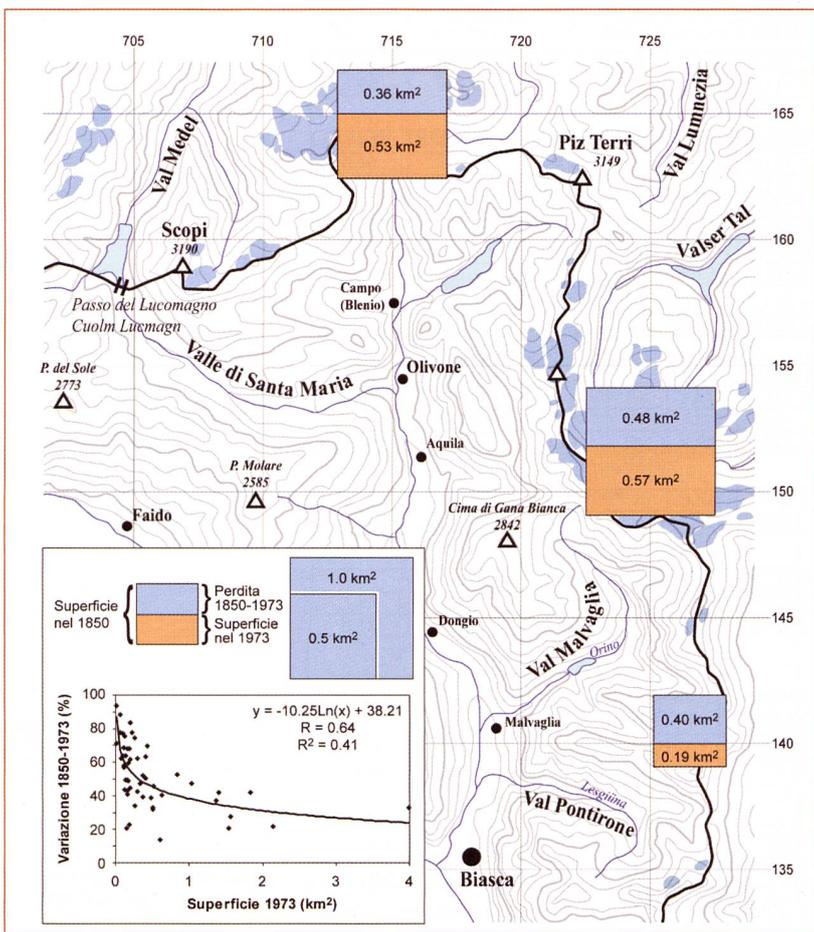


Figura 2.26 – Localizzazione dei ghiacciai delle Alpi Bleniesi e delle zone circostanti. I codici rinviano alla tabella 2.26.

Figura 2.27 – Variazione della perdita di superficie glaciale tra il 1850 e il 1973 e relazione tra la perdita di superficie glaciale e la taglia del ghiacciaio.

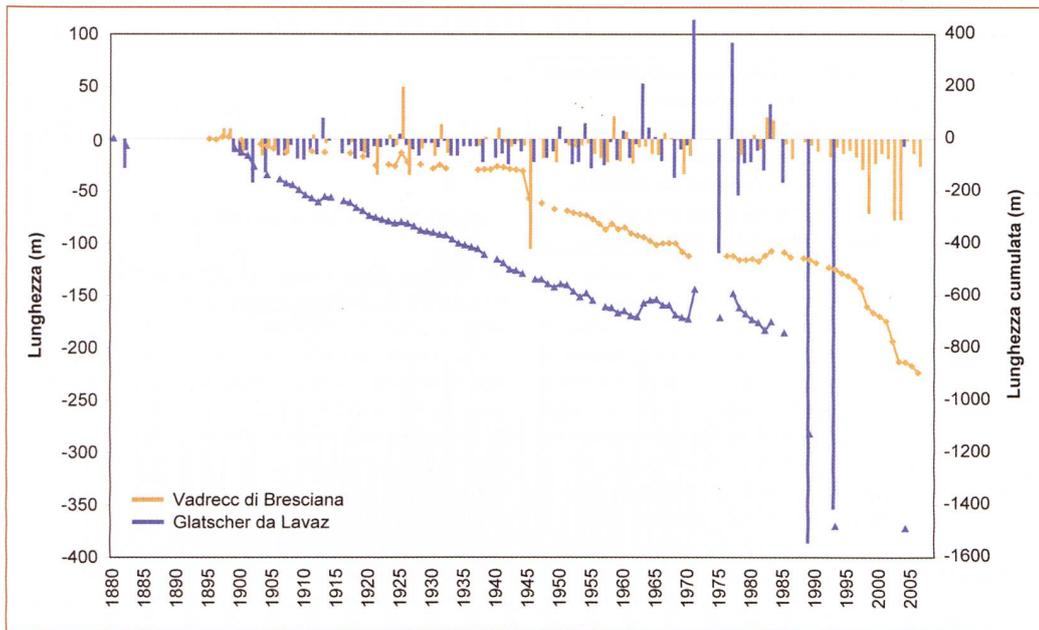


Figura 2.28 – Variazioni di lunghezza del Vadrecc di Bresciana e del Glatsher da Lavaz, rispettivamente C44/02 e A14F/15 nella figura 2.26 (dati: GLETSCHERBERICHTE (1881-2008)).

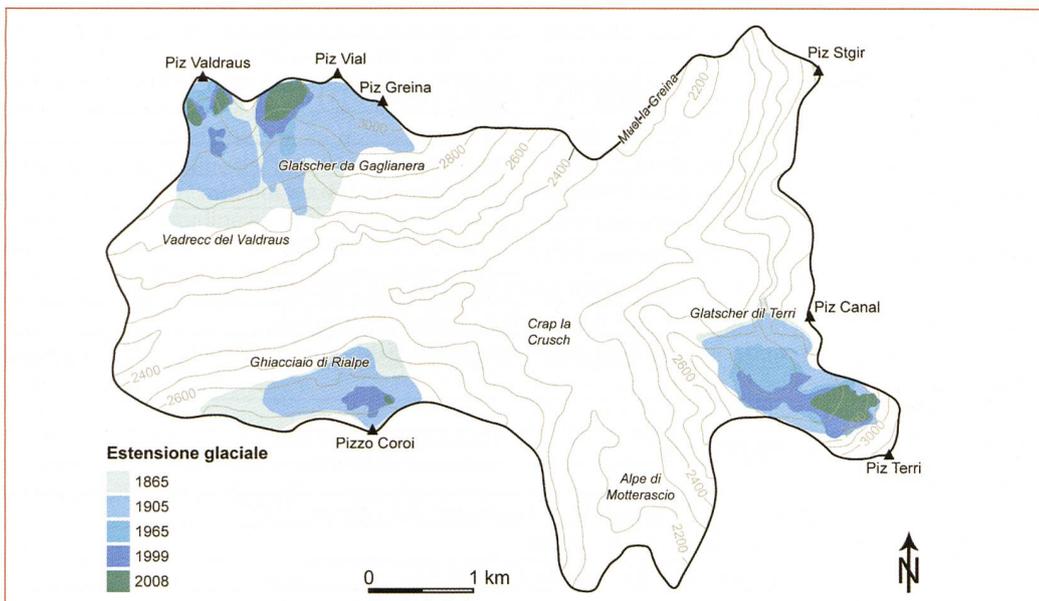


Figura 2.29 – Variazioni di superficie dei ghiacciai della Greina dal 1865 al 2008 ricostruite sulla base dell'analisi di carte storiche (dati: Scapozza & Fontana, dati non pubblicati).

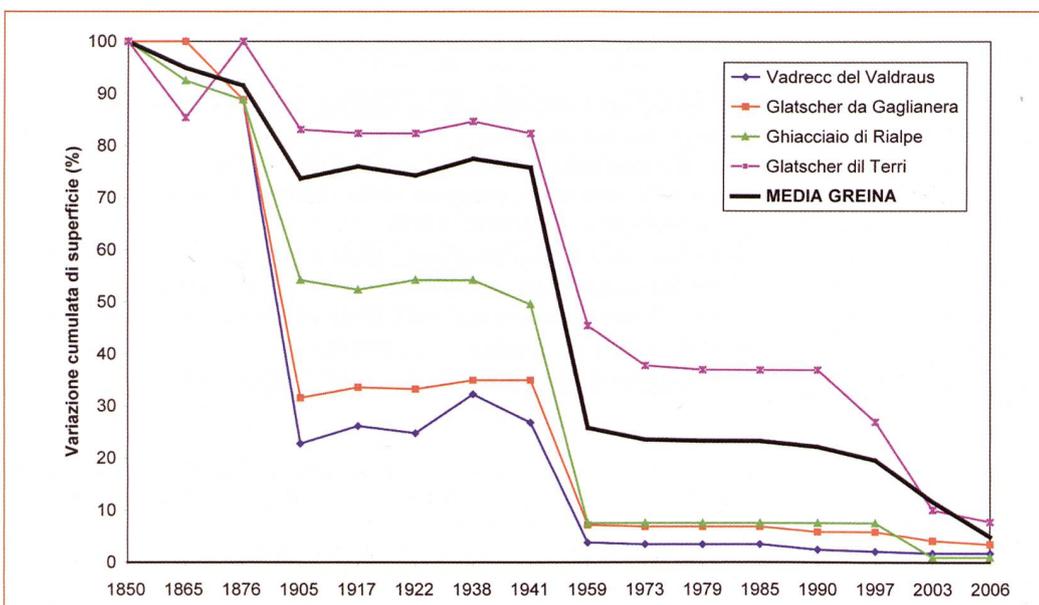
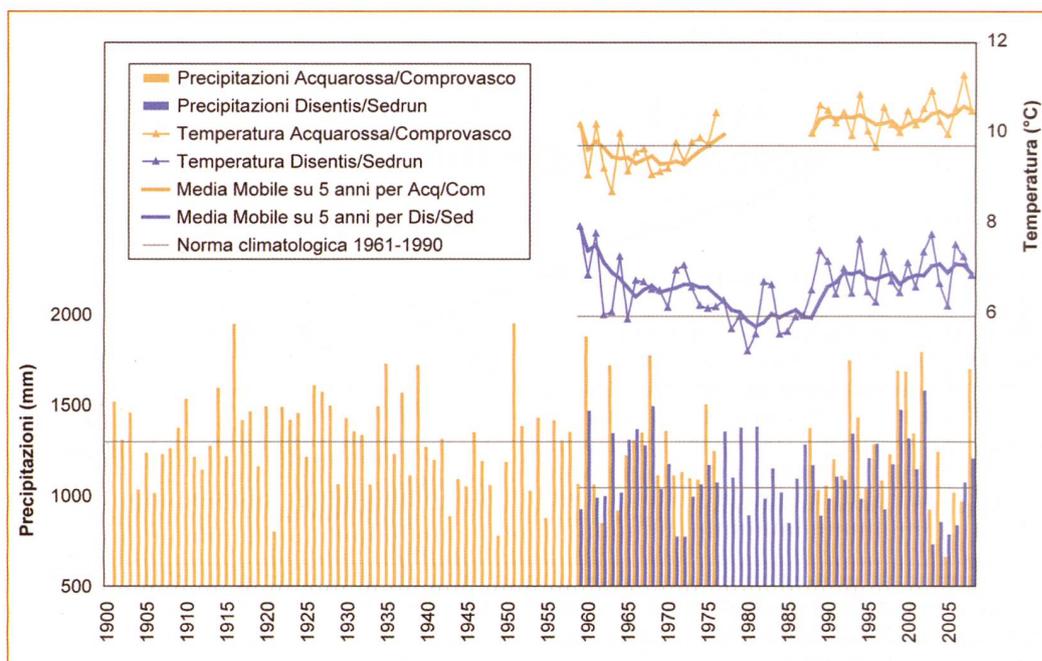


Figura 2.30 – Variazioni cumulate della superficie dei ghiacciai della Greina dal 1850 al 2008 ricostruite sulla base dell'analisi di carte storiche. Fino al 1876 il Vadrecc del Valdraus e il Glatsher da Gaglianera formano un solo ghiacciaio (dati: Scapozza & Fontana, dati non pubblicati).

Figura 2.31 – Variazioni delle precipitazioni annue e delle temperature medie annue dell'aria per le stazioni di Acquarossa/Comprovasco e di Disentis/Sedrun (dati: MeteoSvizzera).



Carta	Osservazioni
Greina_1850	Carta Dufour, apparsa tra il 1842 e il 1864 (1)
Greina_1865	Carta escursionistica del CAS (2)
Greina_1876	Carta Dufour detta « Carta Generale » (3)
Greina_1905	Carte del progetto ferroviario della Greina "Biasca-Coira" (4)
Greina_1921	Situazione del rilievo: 1917 (5)
Greina_1924	Situazione del rilievo: 1922
Greina_1938	Carta Dufour aggiornata mentre esiste già l'Atlante Siegfried (6)
Greina_1941	Assemblaggio di più fogli dell'Atlante Siegfried (7)
Greina_1965	Prima edizione della Carta Nazionale. Situazione dei ghiacciai: 1959 (8)
Greina_1973	-
Greina_1979	-
Greina_1985	Apparsa nel 1987
Greina_1990	-
Greina_1999	Aggiornamento parziale. Situazione del rilievo: 1997
Greina_2005	Situazione del rilievo: 2003
Greina_2008	Carta geomorfologica della Greina (9).

Fonti

- (1) Topographischer Karte der Schweiz (Carta Dufour), Blatt XIX, 1:100'000, 1842-1869.
- (2) Karte der Gebirgsgruppe zwischen Lukmanier & La Greina, 1:50'000, Exkursions-Karte des Schweizer-Alpen-Club für 1865.
- (3) Generalkarte der Schweiz (Carta Dufour), Blatt IV, 1:250'000, 1876.
- (4) Carta generale passaggio alpino orientale, progetto della Greina. Biasca-Coira. Foglio 1 « Biasca-Olivone-Somvix », 1:50'000. 1905.
- (5) Topographischer Atlas der Schweiz (Carta Siegfried), Blatt 412 « Greina », 1:50'000.
- (6) Topographischer Karte der Schweiz, Blatt « Gotthard », 1 :100'000, 1938.
- (7) Topographischer Atlas der Schweiz (Carte Siegfried), Blatt « Lukmanier », 1:50'000.
- (8) Landeskarte der Schweiz, Blatt 1233 « Greina », 1:25'000.
- (9) Fontana G., « Carte Géomorphologique de la Greina », 1:10'000, 2008.

Tabella 2.28 – Carte topografiche storiche utilizzate per ricostruire le variazioni di superficie dei ghiacciai della Greina.

2.3 LA RIPARTIZIONE DEL PERMAFROST

2.3.1 INTRODUZIONE E METODOLOGIA

La parte che segue è il risultato di un catasto sistematico dei rock glaciers delle Alpi Bleniesi e delle zone circostanti, compilato in base a delle osservazioni effettuate durante più di tre anni. L'analisi statistica di questo catasto dovrebbe permettere di determinare la ripartizione regionale del permafrost discontinuo e i cambiamenti di questa ripartizione in funzione delle diverse generazioni di rock glaciers.

I rock glaciers attivi/inattivi (relitti) essendo degli indicatori del permafrost discontinuo attuale (passato) (HAEBERLI 1985, BARSCH 1996), l'altitudine minima raggiunta dal loro fronte può essere utilizzata per stimare il limite inferiore del permafrost discontinuo in una regione che beneficia di condizioni morfoclimatiche omogenee. Dato che i rock glaciers tendono a esportare delle condizioni di permafrost a più bassa altitudine rispetto alle zone non caratterizzate da sedimenti sciolti grossolani, l'altitudine del limite inferiore del permafrost discontinuo ottenuta deve essere considerata come un'altitudine minima (nel senso che la ripartizione del permafrost ottenuta grazie ai rock glacier è sovrastimata). Malgrado ciò, come lo sottolineano LAMBIEL & REYNARD (2003), il modello della ripartizione del permafrost ottenuto sulla base dei rock glaciers ha il merito di essere basato su dei parametri locali.

La realizzazione di un catasto dei rock glaciers è basata il più sovente sulla mobilitazione congiunta di più metodi di studio. Oltre alle descri-

zioni e alla cartografia eseguite direttamente sul terreno, sono state consultate anche delle fonti documentarie, come ad esempio delle carte, delle foto aeree, delle ortofoto e delle pubblicazioni scientifiche. Il catasto dei rock glaciers è stato completato anche sulla base dell'analisi di alcuni interferogrammi InSAR (*Space-borne synthetic aperture Radar Interferometry*), il che ha permesso di individuare dei rock glaciers che non erano stati trovati con le altre tecniche e di confermare il grado di attività di alcuni di essi. La tecnica dell'InSAR consiste nella combinazione di due immagini radar da satellite acquisite da due configurazioni orbitali diverse, o a momenti diversi, al fine di analizzare la differenza di fase interferometrica dei due segnali (STROZZI & VALENTI 2007). La fase interferometrica è sensibile ai cambiamenti di topografia e quindi agli spostamenti avvenuti durante l'intervallo di tempo tra le due acquisizioni, il che permette di ottenere, grazie a dei modelli numerici di terreno, una cartografia delle zone in movimento. Per maggiori informazioni sulla tecnica dell'InSAR, vedi STROZZI *et al.* (2004). Queste analisi sono state eseguite in collaborazione con Stefano Mari e Tazio Strozzi (dati non pubblicati).

Per ogni rock glacier sono stati descritti diversi parametri, quali il nome, il tipo, il grado di attività, le coordinate e altri parametri morfometrici (tabella 2.29). La lunghezza e la superficie del rock glacier sono state determinate grazie all'integrazione del catasto dei rock glaciers in un Sistema di Informazione Geografico (SIG) (vedi anche SEPPI *et al.* 2005).

Parametro	Osservazioni
ID e Nome	Il numero è stato dato in maniera progressiva da nord verso sud per i due gradi di attività differenziati. Il nome serve a identificare il rock glacier ed è stato attribuito in base ai toponimi presenti sulla CN 1:25'000 e di norma si riferisce a un luogo o a una cima.
Dinamica	Sono stati differenziati i rock glaciers contenenti ghiaccio (rock glaciers attivi/inattivi) e quelli attualmente sprovvisti di ghiaccio (rock glaciers relitti). La differenziazione dei rock glaciers è stata fatta prevalentemente in base alla loro morfologia. I rock glaciers sono quindi da considerare <i>morfologicamente</i> attivi/inattivi o relitti.
Tipo	Una distinzione è stata fatta in base all'origine dei materiali tra <i>talus rockglacier</i> e <i>debris rockglacier</i> , e secondo la forma generale tra <i>tongue-shaped rockglacier</i> e <i>lobate rockglacier</i> . Nel catasto sono stati considerati anche i <i>protalus ramparts</i> .
Coordinate	Le coordinate sono state prese al centro del rock glacier in base alla CN 1:25'000 e sono espresse nel sistema metrico svizzero.
Alt. del fronte (m slm)	È stata misurata alla base del fronte del rock glacier.
Orientazione	L'orientazione è stata determinata in base alla CN 1:25'000. La differenziazione è stata fatta in base alle otto orientazioni principali (N-NE-E-SE-S-SO-O-NO).
Litologia	La litologia è stata determinata a partire da carte geologiche e da osservazioni di terreno.
CN 1:25'000	Indica il numero della Carta Nazionale a scala 1:25'000, che permette di ritrovare più facilmente il rock glacier.
Lunghezza massima (m)	La lunghezza e la superficie del rock glacier sono state determinate grazie all'integrazione del catasto dei rock glaciers in un Sistema di Informazione Geografico (SIG).
Superficie (ha)	
Referenze	Le referenze permettono di conoscere la fonte delle informazioni per ogni rock glacier. Va precisato che delle verifiche di terreno o sulla base di ortofoto sono state effettuate per ogni rock glacier e che i parametri citati da altri autori sono stati in alcuni casi corretti.

Tabella 2.29 – Parametri descrittivi del catasto dei rock glacier delle Alpi Bleniesi.

2.3.2 CATASTO DEI ROCK GLACIERS DELLE ALPI BLENIESI

Generalità

Il lavoro di terreno ha permesso di censire 77 rock glaciers, dei quali 30 (39%) sono stati considerati come attivi/inattivi e 47 (61%) come relitti (tabella 2.30 e figura 2.32). Solo meno della metà dei rock glaciers censiti dovrebbe quindi contenere ancora del ghiaccio. Il numero di rock glaciers è assai basso rispetto alla superficie della zona studiata. La densità, in effetti, è di 0.19 rock glaciers/km²: essa è circa sei volte più bassa rispetto alle Alpi Vallesane e circa tre volte più bassa rispetto al gruppo dell'Ortles-Cevedale (I), mentre è simile a quella del gruppo dell'Adamello-Presanella (I) e superiore a quella delle Alpi Bernesi e delle Alpes de Vanoise (F) (tabella 2.31). Queste differenze esprimono le condizioni climatiche delle zone studiate, con le regioni a clima più continentale che presentano un'alta densità di rock glaciers (Alpi Vallesane e gruppo dell'Ortles-Cevedale), e le regioni a clima più oceanico, in principio più favorevole ai ghiacciai, con una densità di rock glaciers più bassa (come ad esempio le Alpi Bernesi o le Alpes de Vanoise). Le regioni con un clima semi-continentale, invece, presentano una densità di rock glaciers «media» (Alpi Bleniesi e gruppo dell'Adamello-Presanella).

Figura 2.32 – Distribuzione dei rock glaciers delle Alpi Bleniesi.

La distribuzione dei rock glaciers nelle Alpi Ble-

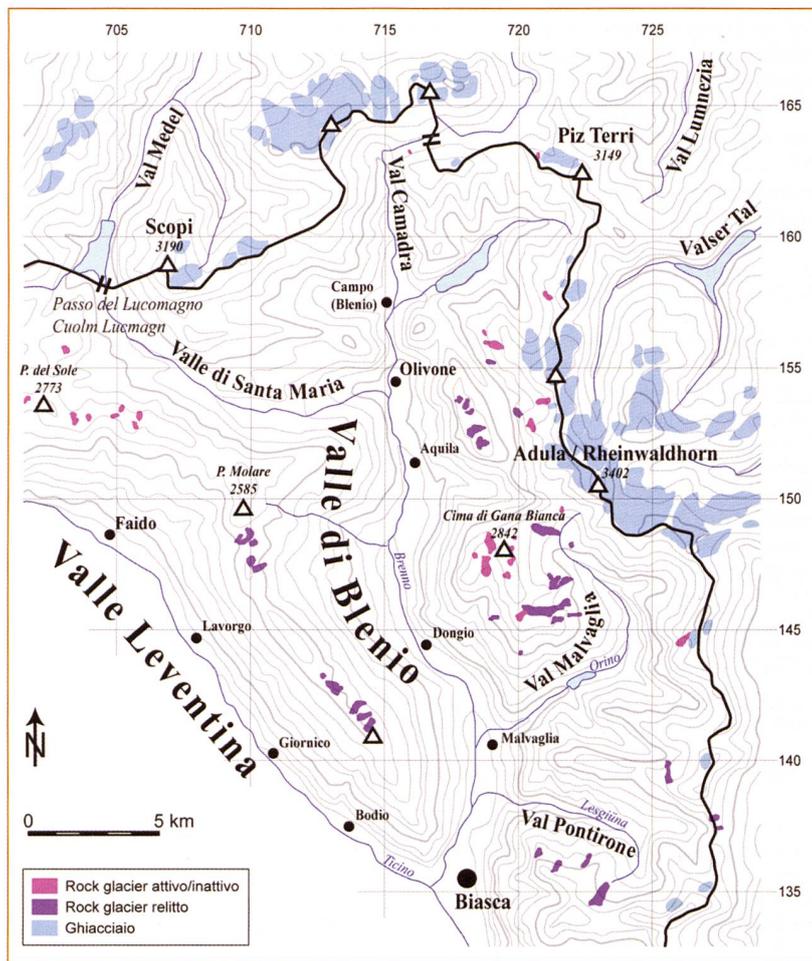
niesi e nelle regioni circostanti non è omogenea: solo 2 rock glaciers (3%) sono situati nella regione Greina – Piz Medel, 15 rock glaciers (19%) sono situati nel massiccio dell'Adula/Rheinwaldhorn, mentre ben 33 rock glaciers (43%) si trovano nella regione della Val Malvaglia – Val Pontirone – Valle Calanca. Tra i rock glaciers restanti, 17 (22%) si situano nella regione Piora – Lucomagno e 10 (13%) lungo la dorsale tra il Pizzo Molare e il Matro. È interessante costatare che quasi la metà dei rock glaciers delle Alpi Bleniesi si situano nella parte sud-orientale della Valle di Blenio, e principalmente nel massiccio della Cima di Gana Bianca, che è la regione con il numero di ghiacciai più basso.

La distribuzione dei rock glaciers è quindi più importante nelle zone che presentano meno ghiacciai, il che conferma la tendenza che abbiamo appena descritto per l'insieme delle Alpi. Questa differenza è presente anche a livello locale: nella Val di Carassino (massiccio dell'Adula), ad esempio, ben 7 rock glaciers si trovano sul versante sinistro della valle (senza ghiacciai), mentre solo 3 rock glaciers si situano sul versante destro, che presenta attualmente ancora il Vadrecc di Casletto e il ghiacciaio della Bocchetta di Furnei.

Questa tendenza è presente anche tenendo conto dell'origine dei sedimenti che costituiscono i rock glaciers. In effetti, per le Alpi Bleniesi, solo 6 rock glaciers (8%) sono o sono stati alimentati da depositi morenici. Ben 71 rock glaciers (92%) (compresi i protalus rampart), al contrario, sono o sono stati alimentati da falde o coni di detriti. Per quel che concerne la forma generale, vi è una netta predominanza, con 61 forme (79%), dei rock glaciers lobati di versante (generalmente monomorfici), mentre solo 4 forme (5%) sono dei rock glaciers vallivi (generalmente polimorfici). Le 12 forme restanti (16%) sono costituite da protalus ramparts.

La figura 2.33A permette di visualizzare il numero di rock glacier secondo l'orientazione del versante. I quadranti settentrionali sono privilegiati, in particolare il settore nord per i rock glaciers attivi/inattivi e i settori nord-est ed est per i rock glaciers relitti. Per i rock glaciers attivi/inattivi, l'orientazione preferenziale verso nord deriva probabilmente dalla conformazione di alcune valli come la Val Cadlmo, la Valle di Santa Maria, l'alta Val Camadra e la Val Soi, che sono orientate est-ovest, mentre per i rock glaciers relitti l'esposizione preferenziale verso nord-est ed est potrebbe derivare dall'orientazione generale dei valloni e dei circhi glaciali che caratterizzano la sponda destra della Valle di Blenio e della Val Malvaglia e la sponda sinistra della Val di Carassino.

L'altitudine media dei rock glaciers attivi/inattivi è di 2480 m slm, contro 2070 m slm per i rock glaciers relitti: la differenza di altitudine è quindi di circa 410 metri. La figura 2.33B presenta l'altitudine media dei rock glaciers attivi/inattivi e relitti per le otto orientazioni principali. Fatta eccezione dell'orientazione sud-ovest, la differenza è assai uniforme e compresa tra 300 e 500 metri. Per quanto riguarda l'orientazione sud-ovest, la diffe-



ID	Nome	Din.	Tipo	Coordinate	Alt. fronte (m slm)	Or.	Lito-logia	CN 1:25'000	Lungh. (m)	Sup. (ha)	Ref
1	Passo della Greina	A	T-L	715'700/163'080	2330	N	C	1233	365	0.7	-
2	Terri	A	T-L	720'550/163'100	2520	N	C	1233	568	1.5	a
3	Ganoni di Schenadüi	A	T-L	700'350/157'000	2470	N	O	1252	989	4.9	b
4	Pizzo dell'Uomo	A	T-L	702'600/155'800	2420	NO	O	1252	889	4.9	-
5	Passo Predèlp	A	T-L	704'250/153'250	2450	O	P	1252	730	2.8	-
6	Plattenberg	A	D-L	720'950/158'050	2600	NO	O	1233/53	998	5.2	-
7	Torrone di Nav	A	T-L	718'610/156'150	2270	NE	M	1253	520	1.2	c
8	Bocchetta di Furnei	A	D-L	720'450/153'750	2530	O	M	1253	1334	8.6	c
9	Monte Amianto	A	D-L	720'530/153'150	2420	N	M	1253	1293	8.1	c
10	Cima del Laghetto	A	PR	721'630/149'600	2400	SE	M	1253	542	1.7	c
11	Stabbio di Largario	A	T-L	718'800/148'720	2220	N	M	1253	1920	16.8	d
12	Forca	A	PR	719'850/148'500	2540	SE	M	1253	416	1.2	d
13	Gana	A	T-L	719'760/148'200	2530	E	M	1253	1007	4.9	d
14	Gana Bianca	A	T-L	719'800/147'700	2560	NE	M	1253	866	4.3	d
15	Pièi	A	T-TS	718'710/147'040	2340	S	M	1253	2042	19.7	d
16	Gana Bianca II	A	T-L	719'350/147'050	2640	O	M	1253	856	4.0	d
17	Gana di Multón	A	T-L	718'250/147'800	2540	NO	M	1253	579	2.0	e
18	Piancabella	A	T-L	720'250/145'650	2440	NE	P	1273	1206	7.4	d
19	Cima Rossa	A	T-L	726'150/144'360	2720	SO	M	1274	1614	11.0	c
20	Saltarescio	A	T-L	719'040/156'010	2360	O	M	1253	1743	13.4	-
21	Piotte I	A	T-L	699'370/154'165	2350	N	P	1252	591	2.5	-
22	Piotte II	A	T-L	699'660/154'150	2340	N	P	1252	704	3.1	-
23	Scut	A	T-L	703'375/153'240	2410	N	O	1252	664	3.0	-
24	Le Pipe	A	PR	702'810/153'240	2390	NE	O	1252	1244	7.4	-
25	Pos Pécian	A	D-L	701'025/153'980	2330	N	P	1252	778	2.7	-
26	Pos Pécianett	A	T-L	700'670/154'010	2310	N	P	1252	1311	10.2	-
27	Pizzo Predèlp	A	T-L	704'660/153'585	2320	NE	P	1252	649	2.7	-
28	Pizzo d'Éra	A	D-L	705'175/152'920	2430	N	P	1252	779	3.0	-
29	Torói di Sopra	A	T-L	705'345/153'320	2280	N	P	1252	847	4.6	-
30	Pass de Ganan	A	T-L	733'515/137'560	2440	N	O	1274	1261	8.9	-
31	Poncione di Nara I	R	T-L	709'185/148'530	1980	SO	P	1253	843	3.0	-
32	Poncione di Nara II	R	T-L	709'220/148'350	1980	SO	P	1253	1992	13.7	-
33	Pizzo di Nara	R	PR	709'660/148'300	2060	O	P	1253	827	4.6	-
34	Gane di Laghetto	R	T-L	709'800/147'650	2080	NE	P	1253	1074	7.8	-
35	Cambra	R	T-L	710'250/147'500	1930	E	P	1253	1406	9.2	-
36	Passo dei Laghetti	R	T-L	712'450/143'250	2100	N	P	1273	577	2.4	-
37	Croce di Sasso	R	T-L	713'000/142'800	1880	E	P	1273	1938	17.9	-
38	Pianca del Drus	R	T-L	713'920/142'100	1800	NE	P	1273	1801	13.1	-
39	Cong	R	T-L	714'300/141'670	1870	E	P	1273	1412	9.6	-
40	Matro	R	T-L	714'350/141'450	1900	NE	P	1273	1450	10.7	-
41	Supra Bolla	R	T-L	718'650/155'350	2300	O	M	1253	804	3.6	c
42	Cima Sgiu I	R	PR	717'770/154'050	2220	SE	M	1253	247	0.4	c
43	Cima Sgiu II	R	T-L	717'770/153'950	2200	NE	M	1253	719	2.4	c
44	Colma I	R	T-L	717'950/153'750	2170	N	M	1253	1043	5.7	c
45	Colma II	R	T-L	718'120/153'350	2170	SE	M	1253	830	3.1	c
46	Forca di Pinadee	R	T-L	718'650/152'800	2160	E	M	1253	1824	15.4	c
47	Cima di Pinadee I	R	T-L	718'540/152'430	2240	NE	M	1253	778	3.6	c
48	Cima di Pinadee II	R	T-L	718'680/152'300	2220	E	M	1253	1250	8.0	c
49	Furnei	R	T-L	719'800/153'580	2200	NO	M	1253	1078	6.4	c
50	Quarnei	R	T-TS	721'550/148'700	2050	E	M	1253	2724	27.5	d
51	Ûrbell	R	PR	721'940/148'300	2080	O	M	1253	547	1.9	c
52	Corte di Cima	R	D-L	721'200/147'150	2120	NE	M	1253	654	2.3	d
53	Guald I	R	T-L	722'050/146'850	2020	NE	P	1253	1428	10.7	d
54	Guald II	R	T-L	721'950/146'200	1910	NE	P	1253	1598	8.6	d
55	Sceru I	R	D-TS	721'680/145'850	1975	NE	P	1253/73	4441	45.4	d
56	Sasso di Luzzone	R	PR	721'200/145'800	2070	N	P	1273	662	1.9	d
57	Sceru II	R	T-L	722'350/145'500	2190	NE	P	1273	1957	14.8	d
58	Trusvalt	R	T-L	721'700/145'400	1900	E	P	1273	1213	4.4	d
59	Luzzone	R	T-TS	719'030/145'500	2150	E	P	1273	1220	6.7	d
60	Lavill I	R	PR	718'850/145'320	2040	NO	P	1273	698	2.6	d
61	Lavill II	R	T-L	720'050/144'000	2050	O	M	1273	315	0.6	d
62	Prou	R	T-L	725'500/139'750	2040	S	M	1273	419	1.1	d
63	Padella	R	T-L	720'800/136'240	2140	N	P	1274	2087	11.9	c
64	Airold	R	T-L	721'550/135'900	1880	N	P	1273	1010	5.4	c
65	Pizzo Magn	R	T-L	722'744/136'250	1960	NE	M	1273	1249	7.3	c
66	Alpe d'Albèa	R	PR	723'350/135'100	1820	NO	M	1273	1371	6.9	c
67	Alpe di Cava	R	T-L	723'150/134'650	1900	NE	M	1273	2609	29.2	c
68	Alpe di Lago I	R	T-L	694'015/155'040	2010	N	MT	1252	1356	11.1	-
69	Alpe di Lago II	R	PR	693'670/155'190	2030	N	MT	1252	548	1.8	-
70	Gariói	R	T-L	696'655/156'685	2230	NO	MT	1252	1333	5.2	-
71	Poncioni Negri	R	T-L	695'160/157'140	2110	O	MT	1252	1692	15.9	-
72	Lago di Dentro	R	PR	699'770/156'280	2300	O	MT	1252	765	3.9	-
73	Pianon de Cascinarsa I	R	T-L	727'340/137'220	2110	E	P	1274	541	1.7	-
74	Pianon de Cascinarsa II	R	T-L	727'525/137'620	2130	E	P	1274	972	5.9	-
75	Buffalora	R	T-L	732'280/134'710	2100	NO	P	1274	809	4.4	-
76	Cima d'Aion	R	PR	733'240/133'750	2010	NE	P	1294	1138	7.2	-
77	Cima del Palo	R	T-L	734'665/136'050	1940	N	P	1274	1526	7.6	-

Tabella 2.30 – Catasto dei rock glaciers delle Alpi Bleniesi.

Dinamica (Din.):
A=Attivo/inattivo,
R=relitto.

Tipo:
T=Talus rockglacier,
L=Lobate rockglacier,
D=Debris rockglacier,
PR=Protalus rampart,
TS=Tongue-shaped rockglacier.

Litologia:
C=Calcescisti,
O=Ortogneiss,
P=Paragneiss,
M=Micascisti,
MT=Misto con Trias (dolomite, calcari,...).

Referenze (Ref.):
a=FONTANA *et al.* (2008b),
b=BINGGELI (1965),
c=ZELLER (1964),
d=SCAPOZZA & REYNARD (2007),
e=G. Valenti, comunicazione personale.

Tabella 2.31 – Densità di rock glaciers in sei regioni delle Alpi.
* Senza considerare i 540 km² di superficie glaciale.

Regione studiata	Referenza	Numero di RG	Superficie della regione (km ²)	Densità (RG/km ²)
Alpi Bleniesi	Questo lavoro	77	400	0.19
Alpi Vallesane	GOLAZ (1995), FRAUENFELDER (1997), BROCCARD (1998), DELALOYE & MORAND (1998), LAMBIEL (1999), MORAND (2000)	962	840	1.15
Alpi Bernesi	IMHOF (1996)	82	3660*	0.02
Ortles-Cevedale (I)	SEPPI <i>et al.</i> (2005), SEPPI (2006)	57	95	0.60
Adamello-Presanella (I)	BARONI <i>et al.</i> (2004), SEPPI (2006)	216	1100	0.20
Alpes de Vanoise (F)	MONNIER (2006)	157	2600	0.06

renza è data da un campione di rock glacier limitato: le altitudini sono quindi influenzate da pochi rock glaciers in posizione «anormale».

Per quel che concerne la lunghezza media dei rock glaciers, essa corrisponde a poco meno di 1000 m per i rock glaciers attivi/inattivi e a circa 1150 m per i rock glaciers relitti (figura 2.33C). Questa differenza si riscontra anche per quanto riguarda la superficie media, che è di circa 4.6 ha per i rock glaciers attivi/inattivi e di circa 7.6 ha per i rock glaciers relitti (figura 2.33D). Il motivo di ripartizione dei rock glaciers rispetto all'orientazione del versante secondo la lunghezza e la superficie delle forme recensite è simile: i rock glacier di maggior taglia privilegiano i versanti orientati a nord-est e a est. L'anomalia dei versanti sud e sud-ovest è dovuta a un numero statisticamente troppo piccolo di rock glaciers, che perlopiù presentano una grande taglia. È importante precisare che i valori di taglia media dei rock glaciers sono influenzati da alcune forme di taglia superiore ai 15 ha, come i rock glacier attivi/inattivi

di Stabbio di Largario (16.8 ha) e Pièi (19.7 ha) e i rock glaciers relitti di Croce di Sasso (17.9 ha), Forca di Pinadee (15.4 ha), Quarnei (27.5 ha), Sceru I (45.4 ha!), Alpe di Cava (29.2 ha) e Poncioni Negri (15.9 ha). Senza considerare questi otto rock glaciers, la superficie media sarebbe di 4.9 ha per i rock glaciers attivi/inattivi e di 5.9 ha per i rock glaciers relitti.

Rock glaciers attivi/inattivi

I rock glaciers attivi/inattivi delle Alpi Bleniesi presentano, generalmente, un rilievo bombato caratterizzato da rughe e solchi trasversali e longitudinali (foto 2.22), una pendenza del fronte compresa tra 35° e 45° e l'assenza di vegetazione (a eccezione di qualche lichene). La temperatura delle sorgenti alla base del fronte è generalmente compresa tra 0 e 2°C (SCAPOZZA & REYNARD 2007, SCAPOZZA 2009b). Ad eccezione del rock glacier dell'Alpe Pièi, tutti i rock glaciers sono monomorfici ai sensi di FRAUENFELDER & KÄÄB (2000).

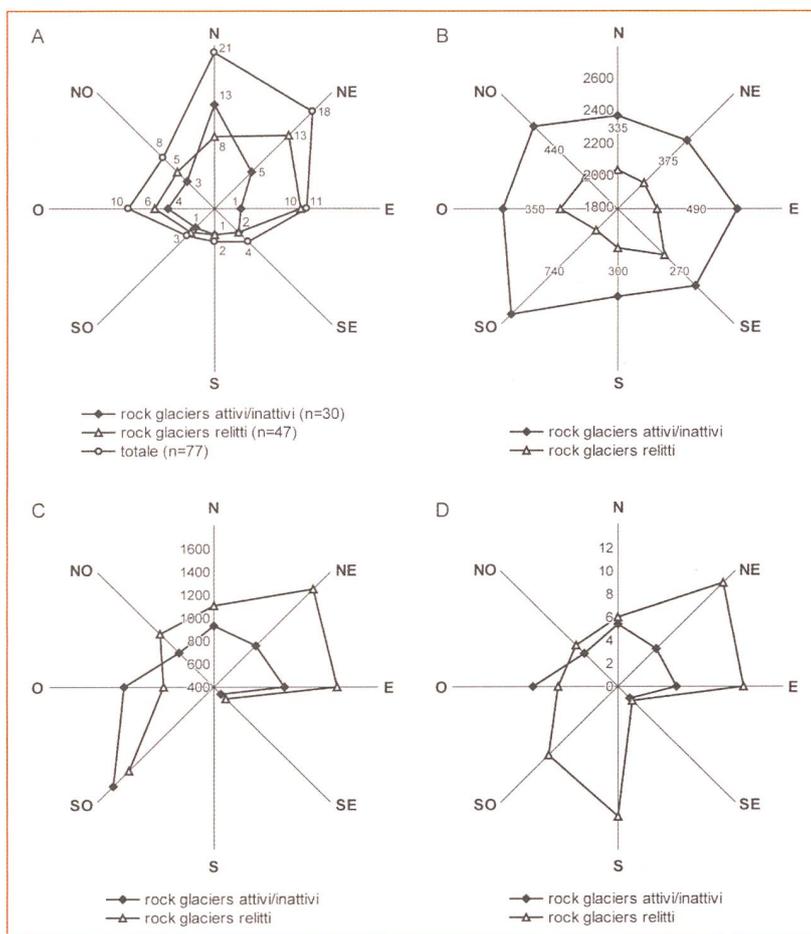
I rock glaciers attivi/inattivi si concentrano in maggior parte nella regione Piora – Lucomagno, con 12 forme (40%), e nel massiccio della Cima di Gana Bianca, con 9 forme (30%). I 9 rock glaciers attivi/inattivi restanti sono dispersi nel resto della zona studiata, in particolare nella sua parte orientale.

Il grado di attività di alcuni rock glaciers attivi/inattivi ha potuto essere precisato in base all'analisi di alcune immagini InSAR (figure 2.34 e 2.35). I rock glaciers del Pizzo dell'Uomo, del Plattenberg, del Torrone di Nav, della Bocchetta di Furnei, del Monte Amianto e di Stabbio di Largario presentano dei segnali che testimoniano della loro attività, mentre per i rock glaciers di Pièi, Gana Bianca II e Piancabella, le immagini InSAR analizzate fino ad ora non presentano segnali particolari, il che lascerebbe supporre che queste forme siano inattive. L'analisi dettagliata di un ulteriore grande numero di interferogrammi InSAR è attualmente in corso (S. Mari, dati non pubblicati), il che potrebbe permettere di avere maggiori informazioni quanto al grado di attività di alcuni rock glaciers.

Rock glaciers relitti

Le caratteristiche principali dei rock glaciers relitti delle Alpi Bleniesi sono il rilievo marcato da numerose depressioni termocarsiche ben evidenti, una pendenza del fronte compresa tra 28° e 32°, una copertura vegetale continua e delle sorgenti alla base del fronte con temperature superiori a

Figura 2.33 – (A) Orientazione dei rock glaciers.
(B) Altitudine media dei rock glaciers (in m slm) e differenza di altitudine tra i rock glaciers attivi/inattivi e i rock glaciers relitti.
(C) Lunghezza media dei rock glaciers (in m).
(D) Superficie media dei rock glaciers (in ha).



2°C (SCAPOZZA & REYNARD 2007, SCAPOZZA 2009b). La copertura vegetale permette di differenziare due gruppi di rock glaciers relitti in funzione dell'altitudine. Il primo gruppo, situato all'incirca tra 2300 e 2100 m slm, presenta una copertura continua di licheni e una copertura discontinua di vegetazione arbustiva sotto forma di landa (o brughiera) a ericacee, mentre il secondo gruppo, situato sotto i 2100 m di altitudine e quindi sotto il limite superiore della foresta, presenta una copertura vegetale continua sotto forma di landa a ericacee e di essenze legnose, in particolare larice e abete rosso (foto 2.23).

2.3.3 ROCK GLACIERS E RIPARTIZIONE DEL PERMAFROST DISCONTINUO

Limite inferiore del permafrost discontinuo

In base al limite inferiore dei rock glaciers attivi/inattivi, che dovrebbe rappresentare il limite inferiore del permafrost discontinuo, e ammettendo che le differenze di altitudine in funzione del-



Foto 2.22 – Rughe e solchi trasversali e longitudinali sulla parte dorsale del rock glacier dell'Alpe Pièi (foto C. Scaפוzza).

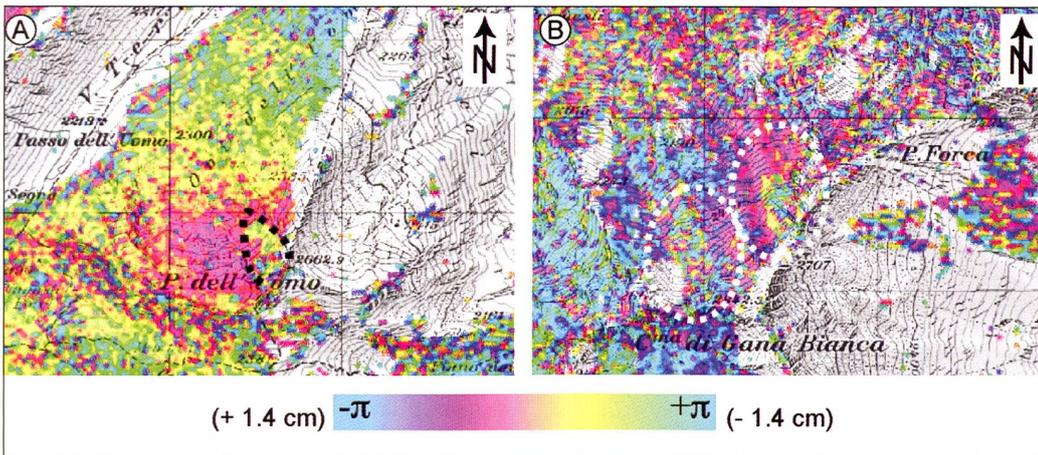


Figura 2.34 – (A) Il rock glacier del Pizzo dell'Uomo sull'interferogramma InSAR ERS-1/2 a 385 giorni di intervallo (tra il 26.07.1996 e il 15.08.1997), acquisito in orbita discendente con una linea di base di 88 metri.

(B) Il rock glacier di Stabbio di Largario (a sinistra), sull'interferogramma InSAR ERS-1/2 a 70 giorni di intervallo (tra il 16.07.1999 e il 24.09.1999), acquisito in orbita discendente con una linea di base di 109 metri. L'esatta natura del segnale di destra è tuttora sconosciuta. Fonte delle immagini: STROZZI *et al.* (2007).

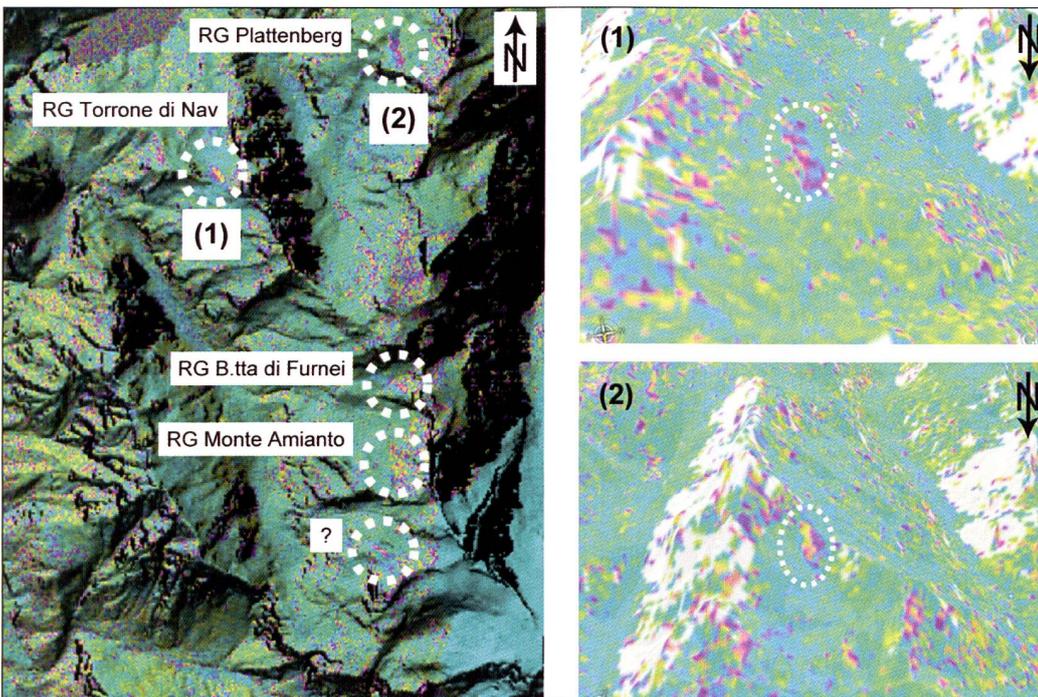


Figura 2.35 – Interferogramma InSAR ALOS a 46 giorni di intervallo (tra il 13.09.2006 e il 29.10.2006) della Val di Carassino, presentante diversi rock glaciers attivi. Fonte delle immagini: STROZZI *et al.* (2007).

Foto 2.23 – Copertura vegetale continua a landa a ericacee e piccoli larici sulla parte dorsale del rock glacier di Sceru I, verso 2050 metri di altitudine (foto C. Scapozza).

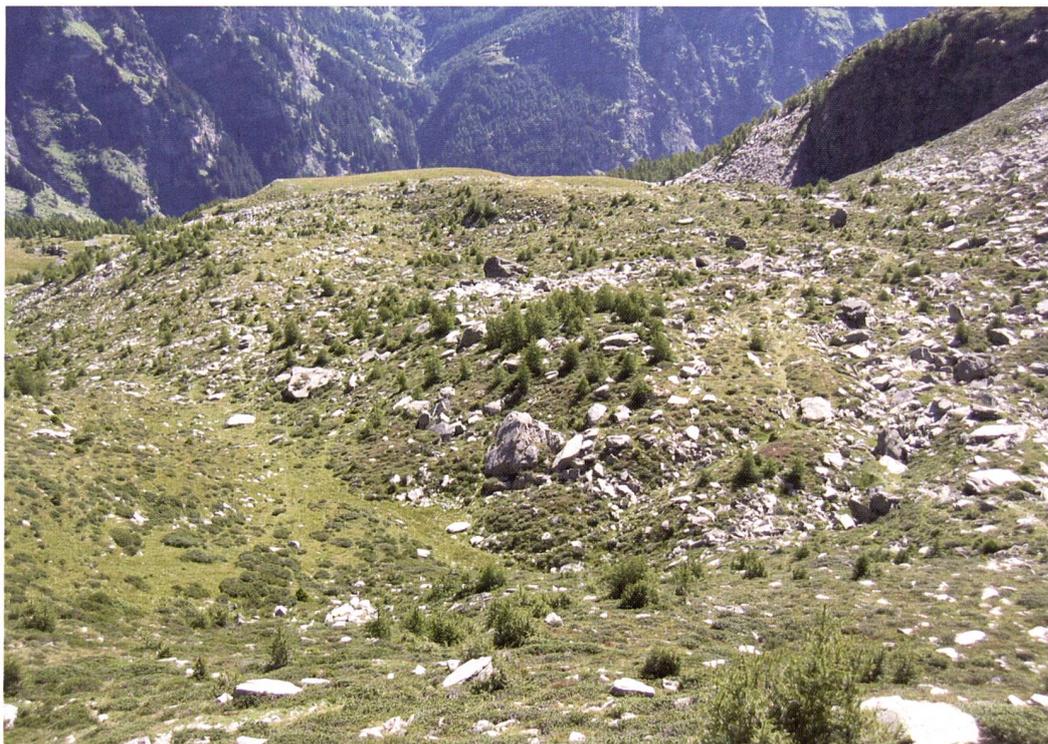


Figura 2.36 – Distribuzione e generazioni di rock glaciers nelle Alpi Bleniesi e definizione del limite inferiore del permafrost discontinuo a scala regionale per la fine dell'Olocene.

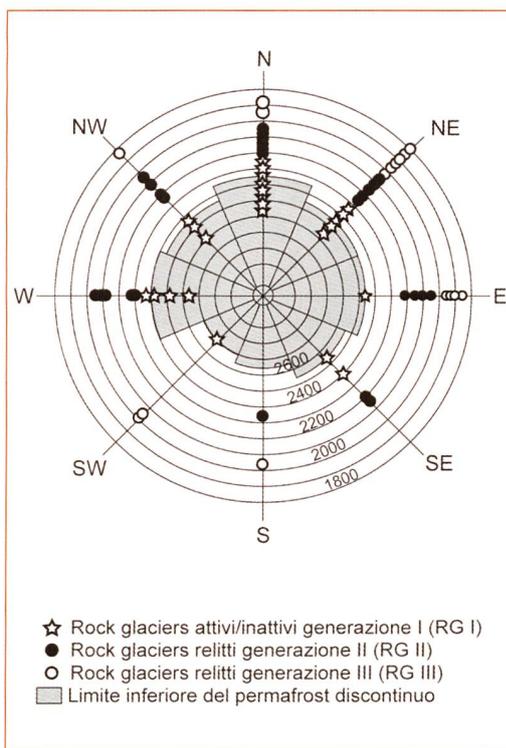


Tabella 2.32 – Altitudine (in m slm) del limite inferiore del permafrost discontinuo (LIP) per ogni generazione di rock glaciers (RG) e depressione del permafrost (DP) che ne risulta. La LIP «corretta» è stata calcolata in base ai valori medi di DP.

	LIP RG I	RG II			RG III		
		LIP calcolata	DP	LIP corretta	LIP calcolata	DP	LIP corretta
N	2350	2100	250	2050	1950	400	1850
NE	2450	2200	250	2150	1900	550	1950
E	2450	2150	300	2150	2050	400	1950
SE	2550	2150	400	2250	2050	500	2050
S	2650	2350	300	2350	2050	600	2150
SO	2700	2400	300	2400	2050	650	2200
O	2400	2100	300	2100	2050	350	1900
NO	2450	2150	300	2150	1950	500	1950
Media	2500	2200	300	2200	2005	495	2000

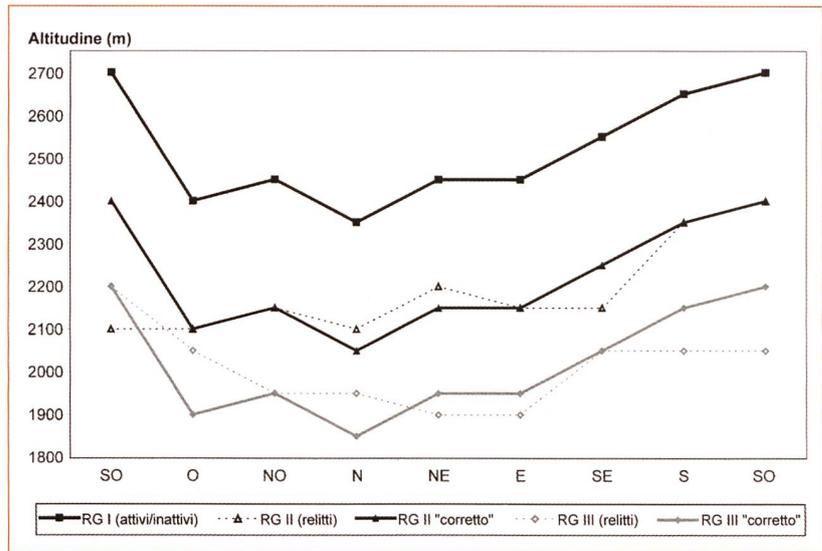
l'orientazione dei versanti restino costanti nel tempo, si è tentato di determinare se si è in presenza di una sola o di più generazioni di rock glaciers relitti, e quindi di poter determinare la depressione del permafrost (DP) per ogni generazione di rock glaciers. La differenziazione in generazioni è stata fatta tenendo conto di ogni rock glacier, mentre per il limite inferiore dei rock glaciers (e quindi del permafrost discontinuo), si è tenuto conto della media dei tre rock glaciers più bassi.

La distribuzione dei rock glaciers per ogni orientazione è presentata nella figura 2.36. Si è determinato prima di tutto il limite inferiore del permafrost discontinuo attuale sulla base dei rock glaciers attivi/inattivi, per differenziare in seguito le generazioni di rock glaciers relitti in base alle differenze relative di altitudine in funzione dell'orientazione dei versanti.

Il motivo di ripartizione che risulta da questa analisi ha permesso di differenziare tre generazioni di rock glaciers: RG I, composta dai rock glaciers attivi/inattivi, e RG II e RG III, composte dai rock glaciers relitti. Considerando che l'altitudine inferiore dei rock glaciers è più bassa per i quadranti settentrionali rispetto ai quadranti meridionali, il rock glacier di Pièi, che era stato considerato come inattivo da SCAPOZZA & REYNARD (2007), è stato inserito nella generazione RG II. La depressione del permafrost media rispetto a RG I che ne risulta (considerando il rock glacier di Pièi come appartenente a RG II), è di 300 metri per RG II e di 500 m per RG III. È interessante notare che, malgrado questi valori siano stati calcolati statisticamente con un grande campione di rock glaciers a livello regionale, i risultati della differenziazione in generazioni di rock glaciers e la depressione del permafrost che ne risulta è praticamente identica a quella calcolata a livello locale per i rock glaciers della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca.

Per quel che concerne le due generazioni di rock glaciers relitti, la differenziazione tra RG II e RG III si è rivelata coerente non solo dal punto di vista della depressione del permafrost, ma anche da quello della morfologia di superficie del rock glacier, in particolare per quel che concerne il tipo e la continuità della copertura vegetale.

Tenendo conto del basso numero di rock glaciers per ogni orientazione e per ogni generazione, al fine di determinare il limite inferiore del permafrost discontinuo per ogni generazione di rock glaciers, i valori sono stati corretti tenendo conto della depressione del permafrost media (300 metri tra RG I e RG II e 500 metri tra RG I e RG III). Questa modalità è stata scelta tenendo conto del fatto che la differenza tra l'altitudine media «calcolata» e l'altitudine media «corretta» è di soli 5 metri al massimo. I valori ottenuti sono presentati nella tabella 2.32 e nella figura 2.37.



Come si può vedere dalla figura 2.37, l'altitudine del limite inferiore del permafrost discontinuo più bassa si ritrova per l'orientazione nord, mentre l'altitudine più alta non si ritrova per l'orientazione sud bensì per l'orientazione sud-ovest. L'orientazione sud è beninteso quella che beneficia della radiazione solare globale assoluta più intensa, ma è l'orientazione sud-ovest che permette, globalmente, di trasmettere al suolo la massima quantità di energia durante la giornata. In effetti, in montagna, nel caso di una giornata senza copertura nuvolosa (che diminuisce la radiazione solare globale al suolo), la radiazione solare del mattino e di parte del pomeriggio è utilizzata per evaporare l'acqua che si è formata al suolo per condensazione durante la notte a causa del raffreddamento della superficie del terreno per irraggiamento infrarosso. All'inizio del pomeriggio, quando l'energia trasmessa al suolo può cominciare a essere incamerata (l'acqua essendo completamente evaporata), la radiazione solare è massima per l'orientazione sud-ovest. Se consideriamo che durante le lunghe giornate estive questa orientazione beneficia ancora di molte ore di radiazione solare intensa du-

rante l'intero pomeriggio, ci si rende conto che è per l'orientazione sud-ovest che la parte di radiazione solare globale trasmessa al suolo è massima, il che potrebbe spiegare come mai l'altitudine minima del limite inferiore del permafrost corrisponde a questa orientazione.

Figura 2.37 – Limite inferiore del permafrost discontinuo per ogni generazione di rock glaciers.

L'estensione del limite inferiore del permafrost discontinuo tra le orientazioni nord e sud-ovest è di 350 metri. Questo valore ci mostra la difficoltà di determinare più generazioni di rock glaciers semplicemente in base all'altitudine del loro fronte. In effetti, la depressione del permafrost tra le diverse generazioni di rock glaciers è il più sovente inferiore o nell'ordine dell'estensione massima dell'altitudine del limite inferiore del permafrost per una stessa generazione di rock glaciers. Queste considerazioni mostrano la robustezza dell'approccio adottato, che è basato prima di tutto sulla ricostruzione del limite inferiore attuale del permafrost, e solo in seguito sulla differenziazione delle generazioni di rock glaciers in base al valore della depressione del permafrost e della loro morfologia di superficie.

Box. 2.3 – Modellazione della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo grazie a un modello empirico regionale in un SIG

Questo tipo di modello considera solo due variabili, l'altitudine e l'orientazione. L'altitudine è conosciuta grazie a un MNA di swisstopo (qui di seguito chiamato *mna25_grid*), mentre per l'orientazione, un modello numerico delle otto orientazioni principali (qui di seguito chiamato *aspect_mna25*) è stato creato grazie alla funzione «surface analysis» dello strumento «3D analyst» del programma ArcGIS. Il MNA utilizzato è di tipo raster, con dei pixel della taglia di 25x25 metri (taglia reale). In base a questi due modelli numerici (*mna25_grid* e *aspect_mna25*), è quindi possibile calcolare la ripartizione del permafrost grazie alla funzione «raster calculator» dello strumento «spatial analyst», implementando nel programma uno script analogo al seguente (esempio del modello PERMABLENIO):

```
(([aspect_mna25] > 337.5 | [aspect_mna25] < 22.5) & [mna25_grid] > 2350) | (([aspect_mna25] > 22.5 & [aspect_mna25] < 67.5) & [mna25_grid] > 2450) | (([aspect_mna25] > 67.5 & [aspect_mna25] < 112.5) & [mna25_grid] > 2450) | (([aspect_mna25] > 112.5 & [aspect_mna25] < 157.5) & [mna25_grid] > 2550) | (([aspect_mna25] > 157.5 & [aspect_mna25] < 202.5) & [mna25_grid] > 2650) | (([aspect_mna25] > 202.5 & [aspect_mna25] < 247.5) & [mna25_grid] > 2700) | (([aspect_mna25] > 247.5 & [aspect_mna25] < 292.5) & [mna25_grid] > 2400) | (([aspect_mna25] > 292.5 & [aspect_mna25] < 337.5) & [mna25_grid] > 2450)
```

con le orientazioni espresse in gradi (N = 337.5-22.5; NE = 22.5-67.5; E = 67.5-112.5; SE = 112.5-157.5; S = 157.5-202.5; SO = 202.4-247.5; O = 247.5-292.5; NO = 292.5-337.5) per *aspect_mna25* e il limite inferiore del permafrost discontinuo in metri per *mna25_grid*.

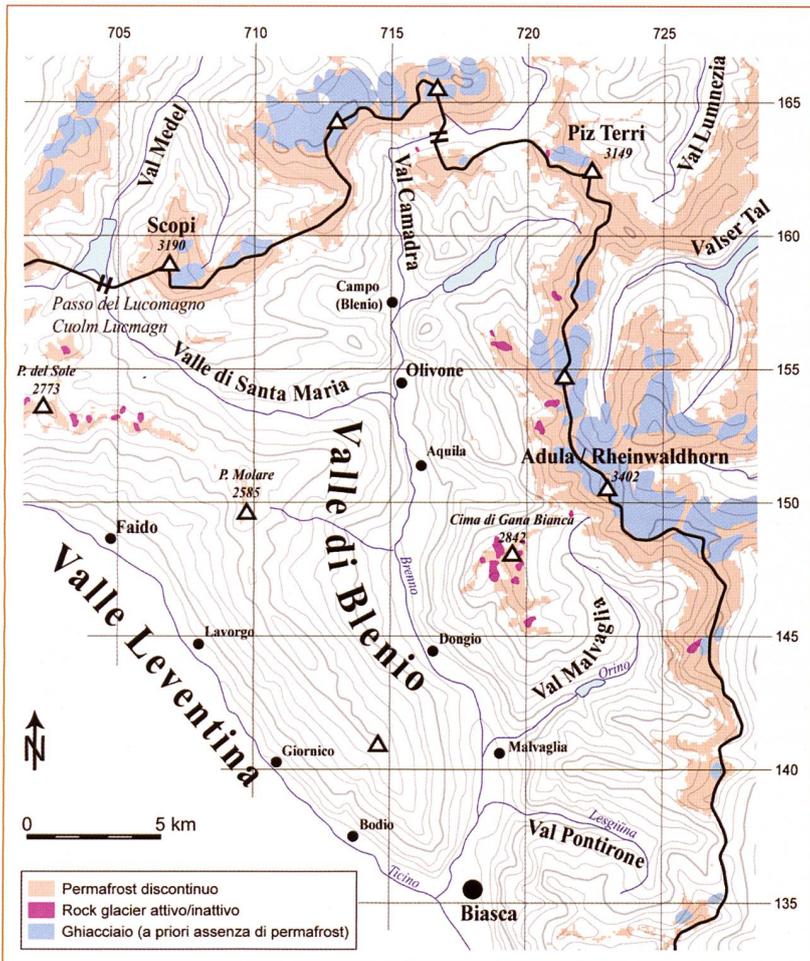
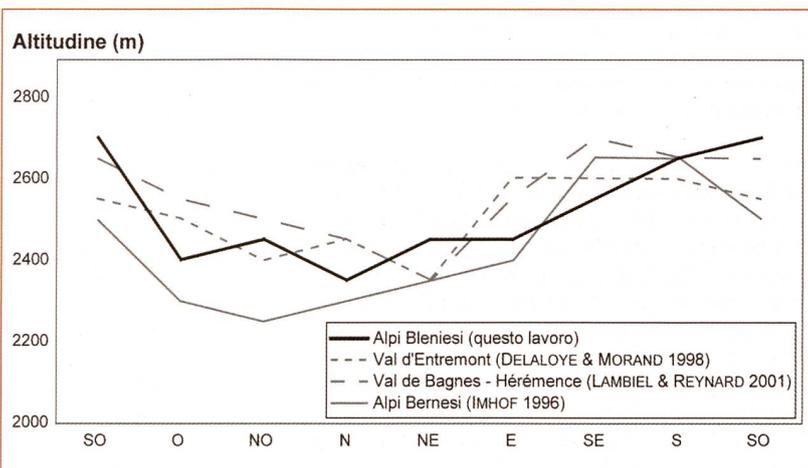


Figura 2.38 – Modellazione della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo nelle Alpi Bleniesi grazie al modello empirico regionale PERMABLENIO.

Il modello empirico regionale PERMABLENIO

Il modello empirico regionale della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo (modello PERMABLENIO), ottenuto in base alla distribuzione dei rock glaciers attivi/inattivi, permette di visualizzare l'estensione spaziale delle zone potenzialmente favorevoli al permafrost nelle Alpi Bleniesi (figura 2.38). Questo è possibile applicando il modello PERMABLENIO a un modello numerico di altitudine a 25 metri (MNA 25) grazie a un sistema di informazione geografico (SIG). I calcoli sono stati eseguiti utilizzando gli strumenti «3D analyst» e «spatial analyst» del programma ArcGIS (ESRI) (box 2.3).

Figura 2.39 – Confronto tra quattro modelli della ripartizione del permafrost discontinuo nelle Alpi Svizzere definiti in base a catasti di rock glaciers.



Il modello PERMABLENIO può essere considerato ottimista, poiché permette la modellazione del limite inferiore minimo del permafrost discontinuo, e semplice, poiché tiene conto solo dell'altitudine e dell'orientazione. Malgrado questi aspetti, questo modello ha il vantaggio di essere basato su dei parametri locali. Il difetto principale del modello è quello di considerare come appartenenti alla categoria «permafrost» tutte le superfici situate sopra al limite inferiore calcolato, il che rende impossibile la rappresentazione delle discontinuità. Oltre a questo aspetto, nessuna distinzione è stata fatta tra zone in pendenza e piatte, e tra sedimenti sciolti e pareti rocciose. La ripartizione del permafrost nei settori a forte pendenza (>35-40°), probabilmente, è quindi sovrastimata, in particolare per i quadranti meridionali. Alfine di migliorare la coerenza della ripartizione del permafrost calcolata, ci si è limitati a estrarre dalle zone di permafrost potenziale le aree glaciali: in effetti, siccome sono esclusivamente di tipo temperato (e quindi con una temperatura alla base del ghiacciaio al punto di fusione del ghiaccio sotto pressione), i ghiacciai delle Alpi Bleniesi non presentano a priori del permafrost alla loro base. Evidentemente, questo implica che le superfici lasciate libere dal ritiro glaciale dalla fine della PEG sono state considerate come zone di permafrost, senza che del neo-permafrost si sia forzatamente sviluppato nel frattempo in queste aree.

Confronto con altre regioni delle Alpi Svizzere

Per delle ragioni di coerenza, i confronti sono stati eseguiti esclusivamente con dei valori del limite inferiore del permafrost discontinuo determinati in base a dei catasti di rock glaciers. Per le Alpi Svizzere si dispone di due modelli riguardanti le Alpi Vallesane (clima continentale relativamente secco) (DELALOYE & MORAND 1998, LAMBIEL & REYNARD 2001) e di un modello relativo alle Alpi Bernesi (clima oceanico relativamente umido) (IMHOF 1996). I dati concernenti questi tre modelli sono presentati nella figura 2.39. Sfortunatamente, non si dispone di un modello regionale simile per le Alpi Retiche.

Per quel che concerne i due modelli relativi alle Alpi Vallesane, a parte le orientazioni da nord a est, i limiti inferiori stabiliti in Val d'Entremont sono circa di 50 metri più bassi rispetto a quelli definiti in Val de Bagnes - Val d'Hérémence. Se si esclude questa differenza, le due curve sono relativamente simili. Per le Alpi Bernesi, le altitudini del limite inferiore del permafrost sono nettamente inferiori rispetto alle Alpi Vallesane, in particolare per quel che concerne le orientazioni da ovest a est (escluso nord-est). La curva determinata nelle Alpi Bleniesi si intercala pressapoco tra quelle delle Alpi Vallesane e quella delle Alpi Bernesi, anche se delle differenze locali sono visibili per le orientazioni nord-est e sud-ovest.

Se si considera che questi modelli riflettono delle situazioni regionali, le loro differenze e similitudini si possono spiegare con i parametri climatici e morfologici a scala regionale, in particolare le temperatura, le precipitazioni e la morfologia strutturale.

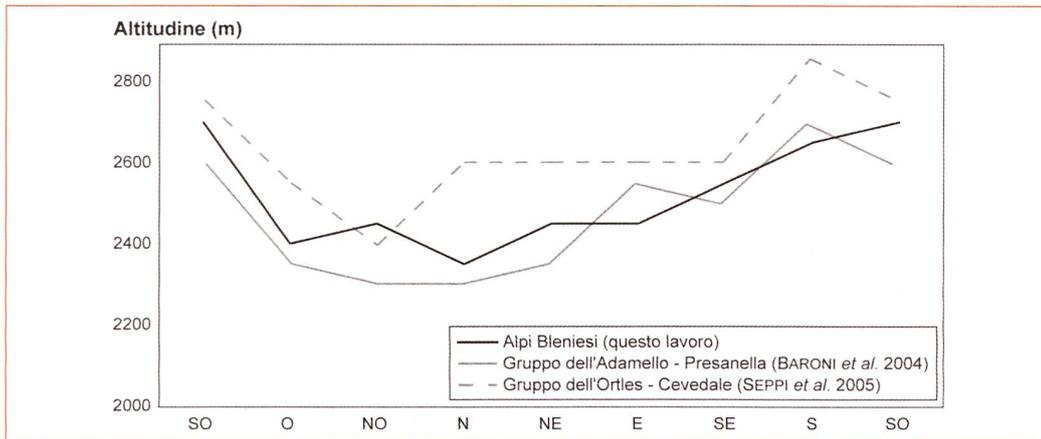


Figura 2.40 – Confronto con la ripartizione potenziale del permafrost discontinuo determinata in base a due catasti di rock glaciers nelle Alpi Centrali Italiane.

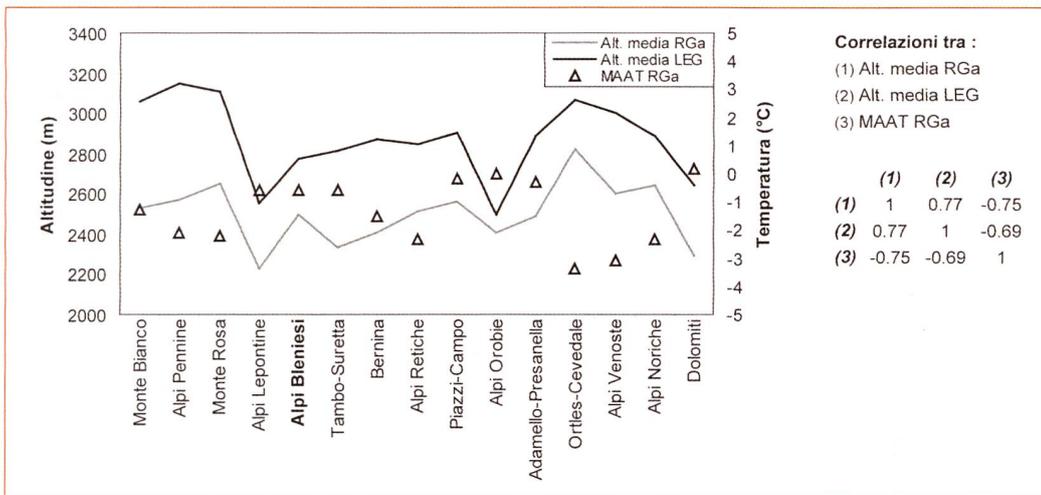


Figura 2.41 – Confronto tra l'altitudine media del limite inferiore dei rock glaciers attivi/inattivi (RGa), l'altitudine della linea di equilibrio dei ghiacciai (LEG) e MAAT calcolata a RGa. I dati sono presentati nella tabella 2.33.

Se si guarda la ripartizione spaziale di MAAT 1961-1990 normalizzata a 500 m slm (J.-M. Fallot, dati non pubblicati), questo valore è di 8.5 – 9.5°C per le Alpi Bernesi, di 9.5°C per le Alpi Bleniesi e di 9.5 – 10.0°C per le Alpi Vallesane, e questo malgrado la scarsa differenza di latitudine tra le regioni considerate. Ne consegue che l'altitudine dell'isoterma -1/-2°C sarà più in alto quando MAAT normalizzata a 500 m slm sarà più grande (e viceversa), il che conferma le differenze tra i limiti inferiori del permafrost a livello regionale.

Un altro dei parametri che intervengono a scala regionale sono le precipitazioni. Invece di considerare le precipitazioni medie annue, che secondo il regime pluviometrico possono concentrarsi in uno o due periodi ben precisi dell'anno, il confronto è stato fatto in base allo spessore medio annuo di neve a 2500 m slm per il periodo 1983-2002 (Dati dell'Istituto per lo studio della neve e delle valanghe SLF e di Meteo Svizzera). La quantità di neve caduta durante l'inverno, infatti, determina lo spessore della coltre nevosa alla fine dell'inverno, il che può influenzare il regime termico del suolo in funzione della data di inizio dello scioglimento della neve. Ne consegue che le regioni con il limite inferiore del permafrost discontinuo più alto sono quelle con lo spessore medio annuo di neve più basso (120 cm/anno in Val de Bagnes – Val d'Hérémence e 150 cm/anno in Val d'Entremont). Le Alpi Bernesi, al contrario, la regione con l'innnevamento medio più importante, quantificato a circa 180

Regione/ Massiccio/Gruppo	Alt. media RGa (m)	Alt. media LEG (m)	MAAT RGa (°C)
Monte Bianco	2530	3060	-1.3
Alpi Pennine	2570	3150	-2.1
Monte Rosa	2650	3110	-2.2
Alpi Lepontine	2230	2550	-0.6
Alpi Bleniesi	2500	2770	-0.6
Tambo – Suretta	2330	2810	-0.6
Bernina	2410	2870	-1.5
Alpi Retiche	2510	2850	-2.3
Piazzì – Campo	2560	2900	-0.2
Alpi Orobie	2410	2500	0.0
Adamello – Presanella	2490	2890	-0.3
Ortles – Cevedale	2820	3070	-3.4
Alpi Venoste	2600	3000	-3.1
Alpi Noriche	2640	2890	-2.3
Dolomiti	2290	2640	0.2

Tabella 2.33 – Altitudine media del limite inferiore dei rock glaciers attivi/inattivi (RGa) e della linea di equilibrio dei ghiacciai (LEG) e MAAT calcolata a RGa. Compilazione da BELLONI et al. (1993) e DRAMIS et al. (2003).

cm/anno. Le Alpi Bleniesi si situano tra le Alpi Vallesane e le Alpi Bernesi, con circa 135 cm/anno di innnevamento medio.

Per quel che concerne la morfologia strutturale, infine, lo stile tettonico delle Alpi Vallesane e delle Alpi Ticinesi è assai simile (entrambe fanno parte del Pennidico), con delle valli di direzione sud-nord per le Alpi Vallesane e nord-sud per le Alpi Ticinesi. Per le Alpi Bernesi, al contrario, il contesto strutturale (Elvetico) può causare un importante effetto d'ombra portata dalle pareti calcaree sub-verticali, il che potrebbe favorire il mantenimento di condizioni fredde al suolo a relativamente bassa altitudine, in particolare per i quadranti settentrionali (PHILLIPS & REYNARD 1996).

Confronto con le Alpi Centrali Italiane

Per un confronto con le Alpi Centrali Italiane, sono stati considerati i catasti dei rock glaciers del gruppo dell'Adamello-Presanella (BARONI *et al.* 2004) e dell'Alta Val d'Ultimo (Trentino, settore orientale del gruppo dell'Ortles-Cevedale) (SEPPI *et al.* 2005) (figura 2.40).

Il modello sviluppato nel gruppo dell'Adamello-Presanella è assai simile al modello riguardante le Alpi Bleniesi, salvo per le orientazioni nord-ovest, est e sud-ovest, dove la differenza è uguale o superiore a 100 metri di altitudine. Per tutte le altre orientazioni, la differenza non supera mai i 50 metri di altitudine. Questa similitudine è dovuta probabilmente al fatto che la differenza di latitudine tra le due regioni è poco marcata e che le precipitazioni medie annue sono assai simili (cf. SCHWARB *et al.* 1999). Rispetto al gruppo dell'Ortles-Cevedale, al contrario, le differenze sono molto più marcate, con il limite inferiore del permafrost discontinuo che globalmente è più alto rispetto alle Alpi Bleniesi. L'Alta Val d'Ultimo, in effetti, è caratterizzata da un clima molto secco, con delle precipitazioni annue medie per il periodo 1971-1990 sopra ai 2000 m slm comprese tra 900 e 1100 mm/anno (SCHWARB *et al.* 1999). A causa di questo clima continentale secco, il limite inferiore del permafrost in questa regione è ancora più alto rispetto alle Alpi Vallesane.

In assenza di dati relativi all'innnevamento, il confronto climatico è stato effettuato in base all'altitudine della linea di equilibrio dei ghiacciai (LEG) per la fine della PEG. Conformemente al modello della criosfera di HAEBERLI (1983), è possibile considerare che più la LEG sale in altitudine e più il clima è di tipo continentale (e quindi più secco). Il confronto è stato esteso a tutte le regioni del Sud delle Alpi comprese tra il massiccio del Monte Bianco e le Dolomiti (figura 2.41 e tabella 2.33).

La figura 2.41 permette di osservare come più il clima è continentale (i.e. più l'altitudine media della LEG sale in altitudine) più il limite inferiore dei rock glaciers attivi/inattivi (e quindi il limite inferiore del permafrost discontinuo) sale. La correlazione tra questi due parametri è assai importante ($R = 0.77$). Per quel che concerne la relazione tra

questi due parametri e MAAT, al contrario, la correlazione è negativa. Ciò significa che, più l'altitudine del limite inferiore dei rock glaciers attivi/inattivi è bassa, e più MAAT a questa altitudine sarà vicina a 0°C. Una possibile spiegazione è la seguente: poiché le due correlazioni sono negative, ne consegue che MAAT RG è più elevata nelle regioni dal clima relativamente umido, dove le importanti precipitazioni nevose possono persistere più a lungo alla fine della primavera e all'inizio dell'estate ritardando il riscaldamento estivo del suolo e del sottosuolo. La persistenza del manto nevoso permette quindi di avere una temperatura media annua della superficie del suolo (MAGST – *Mean Annual Ground Surface Temperature*) favorevole al permafrost con MAAT più alta dell'isoterma -1/-2°C, considerato in teoria come il fattore determinante della ripartizione del permafrost discontinuo a scala regionale (HAEBERLI 1983, 1985).

2.3.4 SINTESI

L'analisi del catasto dei 77 rock glaciers delle Alpi Bleniesi ha permesso di rilevare tre generazioni di queste forme. I rock glaciers attivi/inattivi hanno permesso di determinare un modello della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo a scala regionale. Il confronto dei valori ottenuti con altre regioni delle Alpi, in particolare con le Alpi Centrali Italiane, ha permesso di rendere evidente che le condizioni climatiche che regnano al Sud delle Alpi non sono omogenee: l'applicazione di qualsiasi modello di calcolo della ripartizione potenziale del permafrost nelle Alpi Ticinesi deve quindi assolutamente tenere conto delle specificità morfologiche e climatiche locali e regionali. Per quel che concerne le due generazioni di rock glaciers definite, è interessante vedere che i valori medi della depressione del permafrost sono coerenti con i valori calcolati a scala locale per la parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca. Questo permette di concludere che la generazione di rock glaciers RG II data molto probabilmente del Dryas recente (11'000 – 10'000 BP), mentre la generazione di rock glaciers RG III data probabilmente della fine del Dryas antico (14'000 – 13'000 BP) e dell'interstadio del Bølling (13'000 – 12'000 BP).

Foto 2.24 – Zona glacio-carsica a valle del Vadrecc di Bresciana nella zona del Passo del Laghetto (foto F. Spinedi).



2.4 CONCLUSIONI: EVOLUZIONE DELLA CRIOSFERA DELLE ALPI BLENIESI

2.4.1 EVOLUZIONE NEGLI ULTIMI 15'000 ANNI

L'integrazione delle ricostruzioni paleogeografiche degli stadi glaciali e dei rock glaciers e della modellazione della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo ha permesso di visualizzare meglio l'evoluzione della criosfera delle Alpi Bleniesi negli ultimi 15'000 anni. La figura 2.42 mostra l'esempio per la parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca, dove l'abbondanza di depositi glaciali e periglaciali ha permesso di ricostruire in maniera accurata l'evoluzione dei ghiacciai, del permafrost e dei rock glaciers in questo settore.

Dato che è molto difficile fornire una rappresentazione dinamica dell'inerzia del permafrost ai cambiamenti climatici, la posizione dei rock glaciers e la ripartizione del permafrost per ognuna delle quattro immagini proposte è ugualmente valevole per il periodo successivo allo stadio glaciale in questione (quando il ghiacciaio si è ormai ritirato). In conformità ai calcoli paleoclimatici eseguiti (vedi figura 2.24), questa situazione è quindi valida: per l'attuale per la figura 2.42A; per il Preboreale (10'000 – 9000 BP) per la figura 2.42B; per il Bølling (13'000 – 12'000 BP) per la figura 2.42C.

Per quel che concerne più particolarmente la situazione attuale, sembrerebbe che il limite inferiore del permafrost discontinuo sia rimasto abbastanza stabile dalla fine della PEG a oggi, e questo a causa della grande inerzia termica del permafrost (LAMBIEL & REYNARD 2003). La distribuzione e le caratteristiche dei rock glaciers attivi/inattivi corrisponderebbero quindi piuttosto alle condizioni climatiche della PEG che alle condizioni climatiche attuali. Questo implica che la parte inferiore della cintura del permafrost discontinuo sia caratterizzata, in questo momento, da un aumento progressivo dello spessore dello strato attivo e da una degradazione progressiva del permafrost che, in queste zone, dovrebbe essere in prevalenza di tipo temperato (figura 2.43).

2.4.2 EVOLUZIONE FUTURA

L'evoluzione delle forme del rilievo delle Alpi Bleniesi nel futuro dipenderà dall'ampiezza dei cambiamenti climatici in questa regione. È molto difficile poter prevedere l'evoluzione futura dei parametri climatici, soprattutto a scala regionale, ma sembra che le Alpi potrebbero subire dei mutamenti climatici più importanti rispetto alle zone circostanti, soprattutto per quel che concerne l'aumento delle temperature o la diminuzione delle precipitazioni nevose (vedi, ad esempio, BENISTON 2005, OcCC 2007). Queste variazioni causeranno quasi certamente una regressione generalizzata dei ghiacciai delle Alpi Bleniesi. Tenendo conto di

uno scenario di riscaldamento medio di 1.5 °C tra il 1990 e il 2050 (OcCC 2007), esso causerebbe un'elevazione in altitudine della LEG di 250 metri circa. La conseguente diminuzione della superficie di accumulazione dei ghiacciai nel 2050 sarebbe quindi, in termini percentuali, dell'85.3% rispetto al 2000, e del 93.5% rispetto alla fine della PEG (SCAPOZZA, sottomesso).

Le conseguenze dei cambiamenti di questi parametri sugli altri processi geomorfologici sono difficilmente prevedibili: tutto dipenderà dall'ampiezza di questi cambiamenti, così come dall'evoluzione di altri parametri come le precipitazioni liquide (in quantità e intensità) e il numero dei giorni di gelo.

L'aumento delle temperature potrebbe causare un'intensificazione della degradazione del permafrost nelle pareti rocciose, il che potrebbe causare un aumento delle frane, anche se la lentezza

Figura 2.42 – Evoluzione temporale della criosfera della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca in quattro momenti tra la fine dell'ultima glaciazione e la PEG.

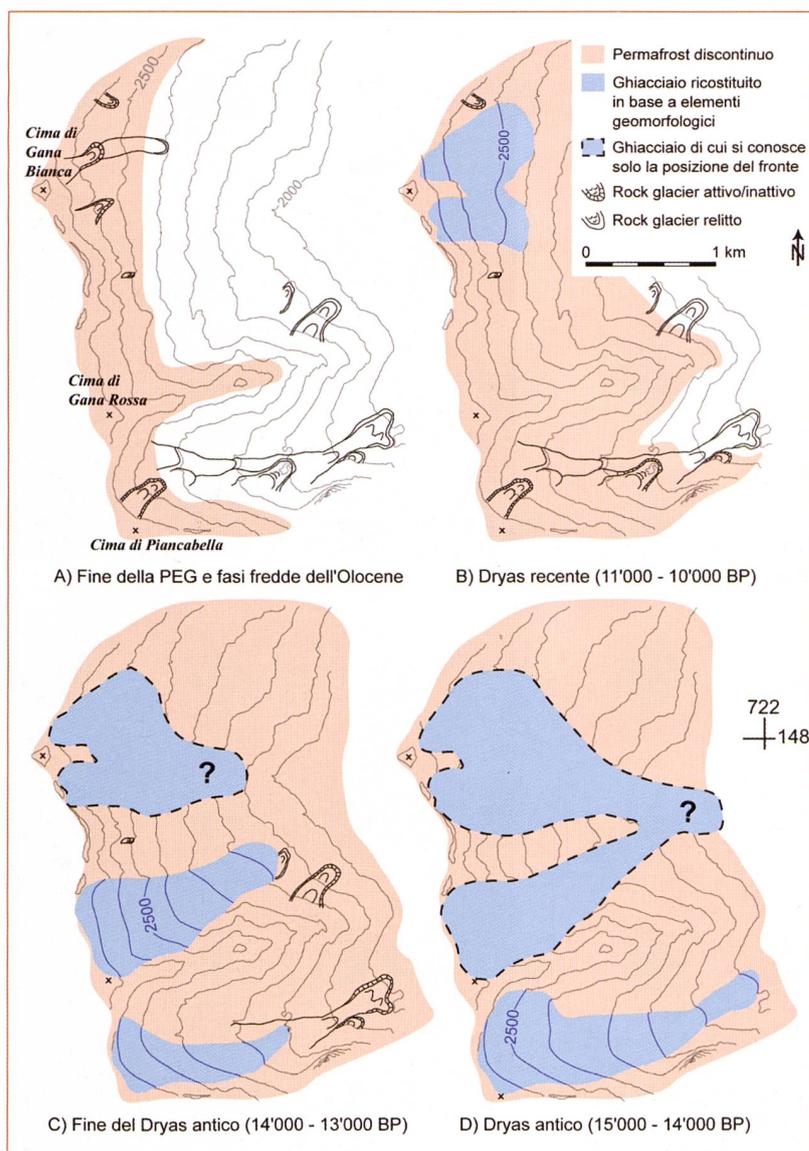
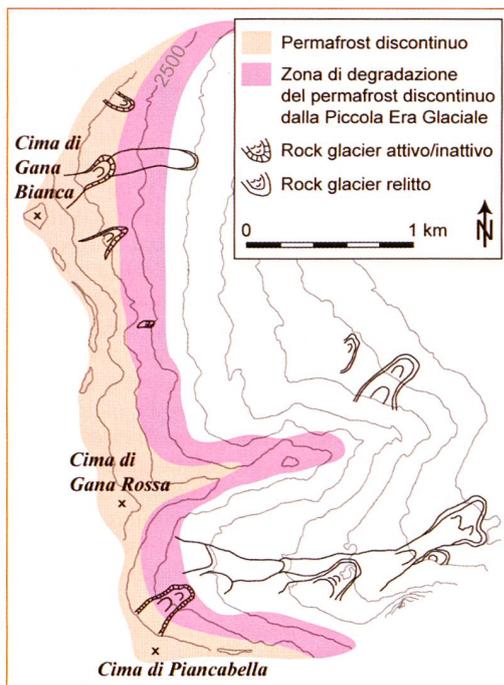


Figura 2.43 – Stato termico del permafrost tenendo conto del riscaldamento climatico dalla fine della PEG. Per le Alpi Bleniesi, tenendo conto di un gradiente di riscaldamento di 0.84 °C tra il 1850 e il 1990 (cf. tabella 2.7) e di un gradiente verticale di temperatura di 0.6 °C/100 m, la zona caratterizzata da permafrost in disequilibrio con le condizioni climatiche (permafrost temperato) interesserebbe una zona altitudinale di 140 metri sopra al limite inferiore del permafrost discontinuo.



della propagazione del calore nel sottosuolo ci invita a essere prudenti di fronte a questo tipo di previsioni. Le stesse reazioni del permafrost ai cambiamenti climatici sono assai complesse: un aumento delle temperature potrebbe favorirne la degradazione, mentre la diminuzione delle precipitazioni nevose potrebbe favorirne la conservazione poiché questo fatto permetterebbe al sottosuolo di raffreddarsi durante l’inverno per mancanza di uno strato isolante. Un aumento dell’intensità delle precipitazioni, infine, potrebbe causare un’intensificazione dei fenomeni franosi, in particolare dei flussi detritici che concernono i sedimenti sciolti come le falde di detrito, le morene, i rock glaciers o i coni di deiezione.

Foto 2.25 – La morena laterale sinistra della PEG del Vadrecc di Sorda (Val Scaradra). Sullo sfondo, le cime del Pizzo Cassinello (a sinistra) e del Pizzo di Cassimoi (a destra) (foto S. Zanini).



Foto 2.26 – Il laghetto di sbarramento morenico di Cassimoi, sul versante occidentale del pizzo omonimo (foto S. Zanini).





Foto 2.27 – Il Lago Retico è un lago di conca glaciale sviluppatosi lungo il contatto tra gli gneiss del Massiccio del Gottardo e gli scisti argillosi della sua copertura sedimentaria para-autoctona (foto C. Scapozza).

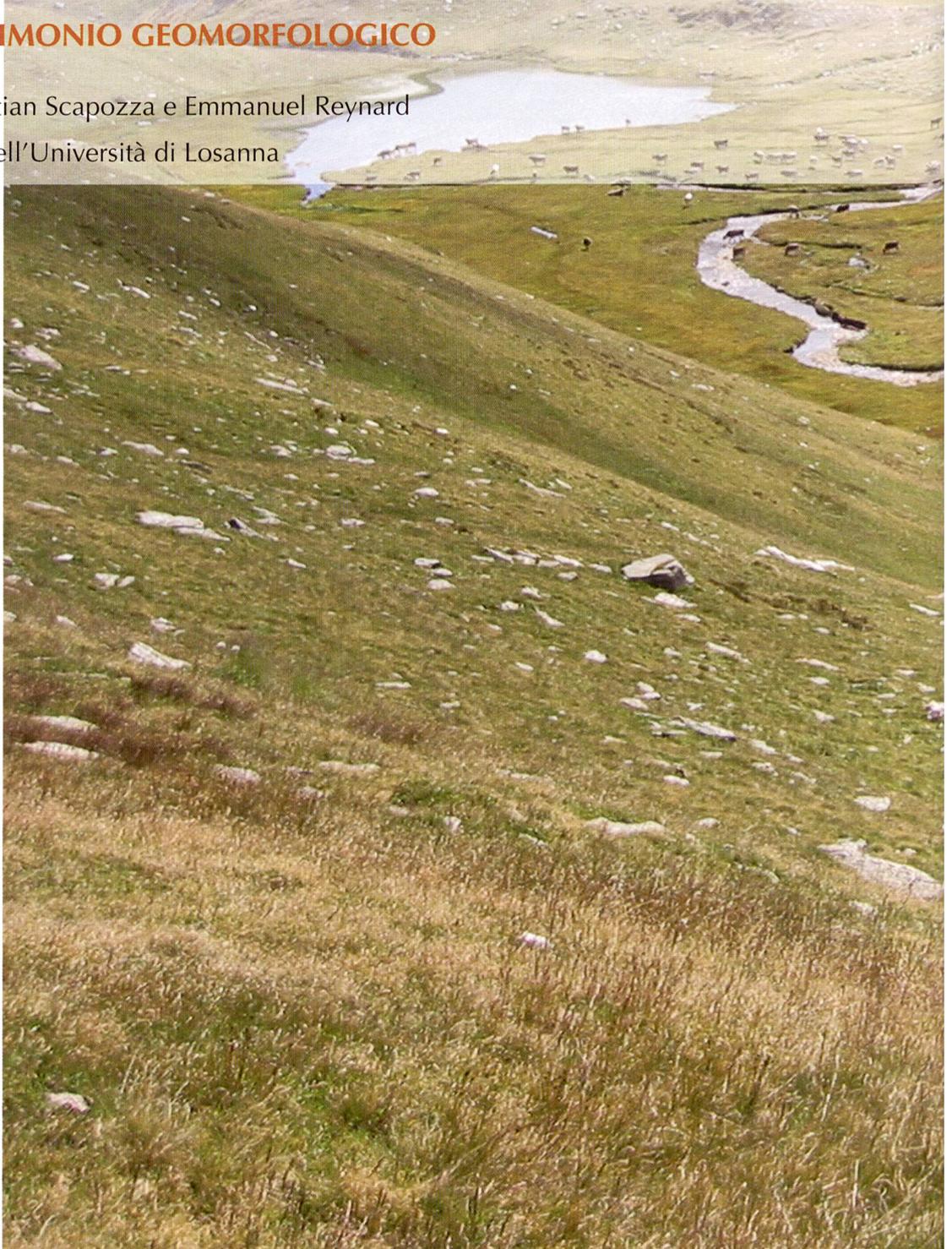
Foto 2.28 – Il laghetto periglaciale della Cima di Gana Bianca, al fronte del rock glacier di Gana (alta Val Malvaglia). Sullo sfondo, il Vadrecc di Bresciana e l'Adula (foto C. Scapozza).





PARTE 3 – IL PATRIMONIO GEOMORFOLOGICO

Georgia Fontana, Cristian Scapozza e Emmanuel Reynard
Istituto di Geografia dell'Università di Losanna



3.1 ASPETTI TEORICI E METODI DI STUDIO

3.1.1 INTRODUZIONE

Nel corso del XX secolo, e in particolare dagli anni '50, la Svizzera è stata caratterizzata da importanti modificazioni territoriali. L'urbanizzazione disordinata, la creazione di una rete di vie di comunicazione sempre più densa, lo sviluppo d'infrastrutture legate al commercio e alle attività di svago e l'intensificazione dell'agricoltura hanno avuto delle conseguenze importanti sul paesaggio (KOEPEL *et al.* 1991, BROGGI 1997), che appare sempre più degradato e uniforme, in particolare nelle zone di pianura. Siccome il paesaggio costituisce un elemento identitario importante, la sua degradazione è spesso all'origine della volontà di proteggere e valorizzare i suoi elementi, siano essi di tipo naturale o culturale. L'adozione di strumenti legislativi da parte della Confederazione e dei Cantoni, soprattutto a partire dagli anni '60, è da situare in questo contesto. In Svizzera, la geologia e la geomorfologia sono ancora scarsamente integrate nelle politiche di protezione della natura, del paesaggio e del patrimonio (STUBER 1997), che si focalizzano soprattutto sugli elementi biologici e culturali del territorio (REYNARD 2005a). Gli elementi geologici e geomorfologici, quindi, non godono solo di una scarsa protezione, ma sono anche poco conosciuti dal grande pubblico (REYNARD *et al.* 2001, TOOTH 2009).

3.1.2 CONCETTI DI BASE

La nozione di patrimonio geomorfologico è abbastanza recente; malgrado le misure di protezione applicate all'inizio del XX secolo a regioni ad alto valore geomorfologico, come ad esempio il parco Nazionale dello Yellowstone negli Stati Uniti (GRAY 2004), e a elementi geomorfologici isolati, come ad esempio i blocchi erratici in Svizzera (REYNARD 2004a), è solo nel corso degli anni '80 che gli specialisti delle scienze della Terra hanno cominciato a impegnarsi per migliorare la conoscenza, la protezione e la valorizzazione degli elementi geomorfologici. Da allora, sono stati sviluppati diversi concetti per indicare il valore di questi elementi, quali quelli di *patrimonio, paesaggio e geomorfosito*.

Patrimonio geomorfologico

La nozione di *patrimonio* fa riferimento a un insieme di beni - materiali o immateriali - che sono protetti e trasmessi da una generazione all'altra, ed è abitualmente associata alla sfera culturale (REYNARD 2007). Spesso, si dimentica che anche la natura può avere un valore patrimoniale:

«la natura non è solamente uno spazio che è possibile mettere in valore, ma anche un insieme di elementi che hanno un valore proprio; in questo

senso, la natura è un oggetto patrimoniale, che va conservato e trasmesso alle generazioni future.» (REYNARD 2007, p. 63, tradotto).

Il *patrimonio naturale* è spesso associato alla sfera biologica: il valore del mondo abiotico, infatti, è molto meno conosciuto (GRANDGIRARD 1997, REYNARD 2007). Il *patrimonio geomorfologico* costituisce una parte del patrimonio naturale e comprende l'insieme delle forme del rilievo terrestre che presentano un valore tale da meritare di essere conservate e trasmesse alle generazioni future. Le forme del rilievo, infatti, possono presentare un certo valore per gli specialisti delle scienze della Terra, ma anche per la società nel suo insieme.

Paesaggio geomorfologico

Il concetto di *paesaggio* fa riferimento al processo di visione, percezione e interpretazione di uno spazio da parte di un individuo o di una comunità:

«Il paesaggio non si riduce né alla natura, né a un ecosistema, né allo spazio, né all'ambiente. Non si tratta solamente di un insieme di elementi biologici, minerali e antropici. Perché ci sia un paesaggio, ci vuole certo uno spazio osservato, oggettivo, ma ci vuole anche una relazione, e dunque un processo di interpretazione, tra questo spazio e un osservatore.» (REYNARD 2005b, p. 182-183, tradotto).

Alfine di sottolineare l'importanza degli elementi geomorfologici nei paesaggi di alta montagna è stato proposto il concetto di *paesaggio geomorfologico*, che può essere definito come una *«porzione del rilievo terrestre vista, percepita (e talvolta sfruttata) dall'Uomo»* (REYNARD 2005a, p. 107, tradotto). Attraverso un processo di percezione e di interpretazione individuale e collettiva le forme geomorfologiche possono dunque acquisire una serie di valori che attribuiscono loro una dimensione paesaggistica.

Geomorfosito (geotopo geomorfologico)

Il patrimonio geomorfologico è costituito da un insieme di siti di particolare interesse chiamati geomorfositi o geotopi geomorfologici (REYNARD *et al.* 2007). Non esiste una definizione univoca di questo concetto: le definizioni restrittive (ad esempio GRANDGIRARD 1997) considerano un geomorfosito come una forma del rilievo che presenta un certo valore per la comprensione della storia della Terra e del clima, mentre le definizioni più ampie (ad esempio PANIZZA & PIACENTE 2003) prendono in considerazione anche altri tipi di valore, quali l'estetico, l'ecologico, il culturale e l'economico. Tuttavia, queste diverse definizioni non si esclu-

Tabella 3.1 – Classificazione dei diversi tipi di geotopi. Adattato da REYNARD (2004b).

Tipo	Caratteristiche principali
Geotopi strutturali	Oggetti geologici di grandi dimensioni, quali pieghe, anticlinali, sinclinali, dislocamenti, faglie.
Geotopi paleontologici	Affioramenti rocciosi, sedimenti mobili, ambienti anaerobici (torbiere) o ghiaccio (permafrost) contenenti fossili.
Geotopi sedimentologici	Siti esemplari delle condizioni di sedimentazione di un certo ambiente (glaciale, fluviale, lacustre, eolico, ecc.). Essi possono mostrare i processi di sedimentazione attuali (zone alluviali, sandur, coni di deiezione torrentizi), o passati (ruolo d'archivio).
Geotopi mineralogici, petrografici e geochemici	Questa categoria comprende i giacimenti di minerali e di metalli, le località-tipo di certe petrografie di roccia, i luoghi nei quali sono stati misurati degli indici geochemici particolari, e le rocce che presentano un interesse particolare.
Geotopi stratigrafici	Affioramenti che presentano un profilo tipico di un'età geologica (stratotipo), un faciès, una formazione (successione stratigrafica) o una transizione paleoambientale (ad esempio una transizione glaciale - interglaciale). Essi comprendono sia degli affioramenti rocciosi, sia dei sedimenti mobili quaternari (formazioni superficiali).
Geotopi geomorfologici (o geomorfositi)	Questa categoria comprende sia i processi d'erosione e di sedimentazione (zone alluviali, margini proglaciali, flussi detritici), sia le forme del rilievo che risultano dalla loro attività (rock glaciers, lapiaz, coni di detrito). Essi comprendono sia le formazioni superficiali mobili del Quaternario (morene, rock glaciers), sia le forme d'erosione della roccia (marmitte dei giganti, lapiaz).
Geotopi idrologici e idrogeomorfologici	Siti caratterizzati dallo scorrimento particolare delle acque superficiali o sotterranee. Essi si confondono spesso con i geotopi geomorfologici (cascate, gole, meandri, sorgenti carsiche) o speleologici (corsi d'acqua sotterranei). Questa categoria dovrebbe comprendere solo i siti in cui l'acqua è davvero l'elemento dominante in termini di dinamica e di caratteristiche fisico-chimiche: sorgenti termali, minerali e carsiche, perdite, ecc.
Geotopi speleologici	Cavità (grotte e inghiottitoi) e reti sotterranee di particolare valore scientifico, ecologico o storico. Numerosi geotopi speleologici sono legati ai geotopi geomorfologici (carso superficiale) o idrogeologici (perdite, sorgenti).
Geotopi geostorici	Siti di scoperte-chiave nella storia delle scienze della Terra e luoghi storici di sfruttamento delle risorse geologiche.
Geotopi culturali	Siti che hanno giocato un ruolo particolare nella storia dell'Uomo a causa delle loro caratteristiche naturali.

dono le une con le altre: le definizioni restrittive saranno privilegiate in un'ottica di protezione del sito, mentre le definizioni più ampie saranno utilizzate soprattutto in un'ottica di valorizzazione (REYNARD 2004b).

I geotopi possono essere classificati in diversi tipi (tabella 3.1). I geomorfositi comprendono le forme del rilievo terrestre e i processi che ne sono all'origine (PANIZZA 2001). Essi si distinguono dalle altre forme del rilievo per i valori che gli sono attribuiti, che si possono distinguere in due gruppi: il *valore scientifico* e i *valori addizionali* (*estetico, ecologico, culturale ed economico*) (REYNARD *et al.* 2007).

Il valore scientifico

Le forme del rilievo possono avere un valore scientifico in quanto testimoni della storia della Terra e del clima. Alcune forme portano le tracce di processi inattivi (forme ereditate), altre di processi ancora attivi (forme attive). Esse permettono dunque di ricostruire la storia delle condizioni morfoclimatiche e dell'evoluzione del paesaggio. Nelle Alpi, il valore scientifico delle forme del rilievo è spesso legato alla possibilità che esse offrono nel ricostruire la storia della Terra e del clima, principalmente nel corso del Quaternario. In questo senso, le forme glaciali permettono ad esempio di ricostruire le posizioni dei ghiacciai nel corso del Tardiglaciale e dell'Olocene, e dunque anche le fluttuazioni climatiche che ne sono all'origine.

I valori addizionali

Le forme del rilievo possono anche presentare un interesse estetico, ecologico, culturale o econo-

mico. Il valore estetico è legato alla presenza di forme spettacolari o particolari, nonché al loro ruolo di contrasto e strutturazione del paesaggio. Il valore ecologico è invece legato alla relazione tra un processo o una forma geomorfologica e la presenza di ecosistemi e specie particolari o degne di protezione. Il valore culturale si riferisce poi all'influenza delle forme del rilievo sulla storia dell'Uomo e di una società, in particolare per quanto riguarda la produzione religiosa e artistica. Il valore economico, infine, deriva dall'utilizzazione di una risorsa geomorfologica da parte dell'Uomo.

3.1.3 METODI DI STUDIO

Lo studio del patrimonio geomorfologico è legato alla realizzazione di inventari di geomorfositi e all'apprezzamento dei valori che gli sono associati. Al fine di ridurre la soggettività legata alla selezione dei siti, sono stati sviluppati diversi metodi d'inventario. Gli inventari di geomorfositi presentati in questo volume sono stati realizzati grazie a un metodo sviluppato all'Istituto di Geografia dell'Università di Losanna (REYNARD *et al.* 2007). Questo metodo prevede una selezione dei siti sulla base del loro valore scientifico, attraverso delle ricerche bibliografiche e dei rilevamenti di terreno. I siti sono in seguito oggetto di una valutazione qualitativa – attraverso la descrizione delle loro caratteristiche peculiari – e quantitativa – attraverso l'attribuzione di un valore compreso tra 0 e 1 (0 = nessun valore; 0.25 = valore debole; 0.5 = valore medio; 0.75 = valore alto; 1 = valore molto alto) – grazie ad un certo numero di criteri di valutazione (tabella 3.2.).

La realizzazione di un inventario di geomorfositi prevede la stesura di una scheda esplicativa per ogni sito selezionato; essa contiene delle informazioni generali, una descrizione e una spiegazione della morfogenesi, la descrizione e la valutazione del valore scientifico e dei valori addizionali, delle informazioni di sintesi e una lista degli studi concernenti il sito. Il box 3.1 mostra l'esempio della scheda realizzata per un geomorfosito della regione della Greina.

Questo metodo di studio può essere applicato, con delle modifiche, anche allo studio di un paesaggio geomorfologico. In questo caso, ci si limiterà a delle descrizioni e delle valutazioni di tipo qualitativo.

3.1.4 MISURE DI GESTIONE IN SVIZZERA E IN TICINO

Protezione

In Svizzera non esiste nessuna legge specifica sulla protezione del patrimonio geomorfologico e dei geotopi, che però possono godere di una protezione indiretta grazie ad alcuni articoli del *Codice Civile Svizzero* (1912), della *Legge federale del 1° luglio 1966 sulla protezione della natura e del paesaggio* (LPN, RS 451), della *Legge federale del 22 giugno 1979 sulla pianificazione del territorio* (LPT, RS 700), della *Legge federale del 7 ottobre 1983 sulla protezione dell'ambiente* (LPAmb, RS 814.01) e della *Legge federale del 22 dicembre*

Valore	Criteri di valutazione	Spiegazione
Scientifico	Integrità	Grado di preservazione del sito
	Rappresentatività	Esemplarità del sito rispetto all'area di studio
	Rarità	Rarità del sito rispetto all'area di studio
	Valore paleogeografico	Importanza del sito nella ricostituzione della storia della Terra e del clima
Estetico	Visibilità	Grado di visibilità del sito
	Contrasto, sviluppo verticale e strutturazione dello spazio	Importanza visiva del sito rispetto all'area in cui si trova
Ecologico	Influenza ecologica	Importanza del sito nello sviluppo di un ecosistema o di specie particolari
	Misure di protezione	Iscrizione del sito in un inventario nazionale, cantonale o comunale per delle ragioni ecologiche
Culturale	Importanza religiosa	Importanza religiosa, mitologica o mistica
	Importanza storica	Importanza del sito da un punto di vista storico in senso largo
	Importanza letteraria e artistica	Rappresentazione del sito in opere artistiche (quadri, sculture, libri, poemi,...)
	Importanza geostorica	Ruolo del sito nello sviluppo delle scienze della Terra
Economico	Indotti economici	Indotti economici dovuti allo sfruttamento diretto del sito

Tabella 3.2 – Criteri di valutazione dei geomorfositi. Adattato da REYNARD *et al.* (2007).

Box 3.1 – Scheda esplicativa di un geomorfosito della regione della Greina

GRflu001

Cono paraglaciale

SE della valle del Gaglianera, Vrin (GR)

Coordinate: 71°550/163'750

Altitudine min.: 2300 m

Altitudine max.: 2340 m

Tipo: di superficie

Superficie: 250 m²

Proprietà: Patriziato Generale Aquila - Torre - Lottigna

Descrizione

Il cono di deiezione situato allo sbocco della valle del Gaglianera comprende una parte relitta, a est, e una parte attiva, a ovest. La parte relitta è sopraelevata di almeno 4 metri rispetto al livello di sedimentazione del cono di deiezione attivo; essa è coperta da una vegetazione di prateria ed è intagliata da alcuni corsi d'acqua. La parte attiva è formata dai sedimenti alluvionali provenienti dalla mobilizzazione del materiale morenico reso disponibile a seguito del ritiro del Gletscher da Gaglianera dalla fine della PEG; essa presenta diversi canali di flussi detritici e una vegetazione sparsa tipica dei *Ghiaioni silicatici d'altitudine a Androsace alpina* sui banchi detritici più stabili.

Questo geotopo è compreso nel perimetro dell'oggetto IFP *Greina – Piz Medel* e della bandita di caccia *Greina/Pez Vial*.

Morfogenesi

All'inizio dell'Olocene, la presenza di uno stock sedimentario instabile ha permesso una mobilizzazione importante di materiale da parte dei corsi d'acqua. Il materiale trasportato dal corso d'acqua che prende origine dal Gletscher da Gaglianera è stato depositato nell'ombelico glaciale allo sbocco della valle del Gaglianera a causa della diminuzione di pendenza in quest'area, formando un grande cono di deiezione. La crisi morfogenetica paraglaciale si è attenuata progressivamente a causa della diminuzione dello stock sedimentario mobilizzabile; la capacità erosiva del corso d'acqua è allora aumentata, ciò che ha causato l'erosione della parte occidentale del cono paraglaciale. Tale erosione è sicuramente stata accentuata dall'abbassamento del livello di sedimentazione di base a causa dell'approfondimento della gola del Rein da Sumvitg a valle del cono. Dalla fine della Piccola Era Glaciale, un nuovo stock sedimentario instabile è stato creato dal ritiro del Gletscher da Gaglianera; questo materiale è attualmente trasportato a valle, in parte sottoforma di flussi detritici, ed è all'origine della formazione del cono di deiezione attivo.

Box 3.1 – Valutazione

Valore scientifico		
Integrità	L'integrità del sito è difficile da valutare: la forma è attiva e il cono paraglaciale è eroso progressivamente dall'azione del torrente responsabile della formazione della parte attiva del cono. Ma è proprio l'attività dei processi fluvio-glaciali all'origine delle caratteristiche del sito, che, in questo senso, è ben conservato.	1
Rappresentatività	Il sito è rappresentativo dei processi di deposito torrentizio dovuti alla mobilitazione di materiale morenico all'inizio dell'Olocene e dei processi d'erosione e di deposito attuali.	1
Rarità	Un altro cono paraglaciale è presente all'uscita della Val Canal. Questi due coni, tuttavia, sono difficilmente comparabili: il cono situato allo sbocco della valle del Gaglianera costituisce un esempio eccezionale di tale tipo di forma.	1
Valore paleogeografico	Questo cono testimonia le condizioni morfogenetiche particolari dell'inizio dell'Olocene e, in particolare, della crisi morfogenetica paraglaciale.	1
Sintesi	Il valore scientifico del sito è molto alto.	1
Valore estetico		
Visibilità	Il cono è ben visibile da diversi punti di vista e, in particolare, dai principali sentieri della regione.	1
Contrasto, sviluppo verticale e strutturazione dello spazio	La differenza di colore tra la parte attiva del cono (alluvioni grigie) e la sua parte relitta (praterie verdi) contribuisce a rendere il paesaggio contrastato. Lo sviluppo verticale del cono stesso è modesto, ma molto importante per lo spazio offerto alla vista nel suo insieme, ad esempio da uno dei sentieri principali. Il cono contribuisce in maniera importante a strutturare lo spazio a causa delle sue dimensioni e della sua morfologia particolare.	0.75
Sintesi	Il valore estetico del sito è molto alto.	0.88
Valore ecologico		
Influenza ecologica	Le parti più stabili del cono attivo presentano una vegetazione sparsa tipica dei <i>Ghiaioni silicatici d'altitudine</i> a <i>Androsace alpina</i> , mentre le parti più attive sono sprovviste di vegetazione. La parte relitta del cono è coperta da praterie, la cui relazione con la forma geomorfologica è debole. Nel suo insieme, questo sito è solo parzialmente responsabile della presenza di ecosistemi particolari.	0.5
Misure di protezione	Il sito non è protetto a causa di ragioni ecologiche.	0
Sintesi	Il valore ecologico del sito è debole.	0.25
Valore culturale		
Importanza religiosa	Nessuna importanza particolare.	0
Importanza storica	Nessuna importanza particolare.	0
Importanza letteraria e artistica	Nessuna importanza particolare.	0
Importanza geostorica	Nessuna importanza particolare.	0
Sintesi	Il sito non presenta nessun valore culturale particolare.	0
Valore economico		
Indotti economici	Il sito non costituisce un'attrazione per gli escursionisti; la sua presenza contribuisce comunque alle caratteristiche paesaggistiche generali della regione che, nel suo insieme, gode di una notevole attrattiva che contribuisce agli indotti economici delle infrastrutture turistiche della regione.	0.25
Sintesi	Il valore economico del sito è debole.	0.25
Sintesi generale		
Valore globale	Il sito presenta un valore scientifico ed estetico molto alto; il suo valore ecologico, culturale ed economico è invece debole.	
Valore educativo	Il sito costituisce un esempio ben visibile nel paesaggio della complessità della morfogenesi alpina e, in particolare, dei processi fluvio-glaciali passati e attuali.	
Accessibilità	L'accesso al sito non presenta difficoltà particolari. Due accessi principali sono possibili grazie ai sentieri della regione; il primo permette di osservare la forma nel suo insieme dal versante opposto della valle, mentre il secondo attraversa il cono stesso. La pratica di questo sentiero presenta dunque un certo rischio in caso di forti precipitazioni.	
Danni e minacce	Potenzialmente, la qualità del sito potrebbe essere danneggiata da un'erosione troppo rapida del cono paraglaciale e da un passaggio troppo importante di escursionisti sul sito. Concretamente, i processi d'erosione sono parte integrante del sito e il passaggio di escursionisti non sembra aver danneggiato il sito, anche perché l'attività torrentizia cancella regolarmente, sebbene in maniera parziale, il sentiero che attraversa la parte attiva del cono.	
Misure di gestione	Il sito non richiede altre misure di protezione istituzionali. Esso meriterebbe invece di essere messo in valore nel contesto di una valorizzazione più generale della geomorfologia della regione della Greina.	

Testo legale	Articolo	Tipo di protezione
Codice civile svizzero (1912)	702	Limitazione della proprietà privata per la protezione del patrimonio naturale e paesaggistico
	724	Proprietà pubblica degli oggetti ad alto valore scientifico
LPN (1966)	5	Inventario federale dei paesaggi, siti e monumenti naturali d'importanza nazionale (1977). Vincolante solo per la Confederazione
	18a	Inventario federale delle torbiere alte e delle torbiere di transizione di importanza nazionale (1991), Inventario federale delle paludi di importanza nazionale (1994), Inventario federale delle zone golenali di importanza nazionale (1992). Vincolanti per la Confederazione, i Cantoni e i Comuni
	23b,c	Inventario federale delle zone palustri di particolare bellezza e di importanza nazionale (1966). Vincolanti per la Confederazione, i Cantoni e i Comuni
LPT (1979)	17	Zone protette
LPAmb (1983)	9	Studi d'impatto ambientale
LUFi (1916)	22	Tutela della bellezza dei siti

Tabella 3.3 – Basi legislative principali per la protezione dei geotopi a livello federale. Adattato da REYNARD (2003).

1916 sull'utilizzazione delle forze idriche (LUFi, RS 721.80) (JORDAN *et al.* 2004) (tabella 3.3).

Gli articoli 702 e 724 del Codice civile svizzero permettono di limitare la proprietà privata al fine di preservare il patrimonio naturale e paesaggistico e istituiscono la proprietà pubblica degli oggetti che presentano un valore scientifico particolarmente importante. La LPN costituisce la base legislativa che permette di creare degli inventari di oggetti protetti. L'*Inventario federale dei paesaggi, siti e monumenti naturali di importanza nazionale* (IFP) comprende diversi siti che presentano una componente geomorfologica importante (REYNARD & GENTIZON 2004); questo inventario è però vincolante solo per la Confederazione e la protezione effettiva dei siti iscritti risulta abbastanza debole (OPCA 2003).

Anche l'*Inventario federale delle torbiere alte e delle torbiere di transizione di importanza nazionale* (ITA), l'*Inventario federale delle paludi di importanza nazionale* (IP), l'*Inventario federale delle zone golenali di importanza nazionale* (IZG) e l'*Inventario federale delle zone palustri di particolare bellezza e di importanza nazionale* (IZP) comprendono degli aspetti legati alla geomorfologia; questi inventari sono più restrittivi perché sono vincolanti per la Confederazione, ma anche per i Cantoni e i Comuni (LEIMBACHER 2001). L'articolo 17 della LPT precisa che i corsi d'acqua, i laghi, le rive dei laghi, i paesaggi di grande valore estetico o scientifico e i monumenti naturali sono particolarmente degni di protezione. L'articolo 9 della LPAmb istituisce gli studi di impatto ambientale, che permettono di proteggere alcuni siti nel quadro della costruzione di certe infrastrutture. L'articolo 22 della LUFi, infine, prevede la tutela dell'estetica dei siti nella costruzione delle infrastrutture idroelettriche.

In Svizzera non esiste ancora un inventario di geotopi di importanza nazionale. Un inventario indicativo era stato proposto nel 1999 dal Gruppo di lavoro per i geotopi in Svizzera (ASSN 1999), che attualmente sta lavorando alla sua revisione (BERGER *et al.* 2008).

Infine, si deve ricordare che la creazione di nuovi geoparchi e parchi d'importanza nazionale potrebbe favorire ulteriormente la protezione indiretta dei geotopi (cf. GRUPPO DI LAVORO PER I GEOTOPI IN SVIZZERA 2007). L'integrazione della geomorfologia nelle attività dei parchi d'importanza nazionale è però una tematica poco studiata (cf. FONTANA 2009, FONTANA & REYNARD 2009).

In Ticino, la protezione dei geotopi è iscritta nella *Legge cantonale sulla protezione della natura del 12 dicembre 2001* (RL 9.3.1.7). Tale protezione dovrebbe concretizzarsi in futuro tramite l'iscrizione dei siti inventariati nel Piano direttore cantonale e nei piani regolatori comunali. Diversi geotopi godono comunque di una protezione indiretta a causa della loro iscrizione in altre aree protette a livello cantonale o comunale, quali le riserve naturali o le zone di protezione della natura e del paesaggio.

Valorizzazione

La valorizzazione del patrimonio geomorfologico in Svizzera e in Ticino è abbastanza limitata, sia dal punto di vista didattico che turistico. A livello svizzero, si possono citare ad esempio le attività legate al geoparco Sarganserland-Walensee-Glarnerland, come pure la presenza di diversi sentieri didattici (una lista delle attività di valorizzazione della geologia e della geomorfologia proposte in Svizzera è disponibile sul sito della «Platform Geosciences» dell'Accademia svizzera di scienze naturali – SCNAT: <http://www.geosciences.scnat.ch/>). A livello cantonale, invece, si possono citare ad esempio le attività legate al Museo Cantonale di Storia Naturale, al Geoparco delle Gole della Breggia e al sito UNESCO del Monte San Giorgio.

Foto 3.0 – Terrazzi alluvionali olocenici nella regione dell'Alpe Pian Segno (Valle di Santa Maria) (foto C. Scapozza).



3.2 IL PATRIMONIO GEOMORFOLOGICO DELLA VALLE DI BLENIO

3.2.1 INTRODUZIONE

La Valle di Blenio, fino a qualche anno fa, è stata relativamente poco studiata dal punto di vista geomorfologico. Questa lacuna nella conoscenza della geomorfologia e della morfogenesi della regione era riscontrabile pure nello studio di fattibilità del progetto di parco nazionale del *Parc Adula* (ORMO 2006). I primi studi sul patrimonio geomorfologico della Valle di Blenio (AMBROSETTI-GIUDICI & SCAPOZZA 2006, FONTANA 2006) erano stati motivati dalla volontà di fornire delle informazioni di base sulle peculiarità geomorfologiche della regione. Da allora, diversi studi hanno permesso di ampliare la conoscenza delle caratteristiche geomorfologiche di questa valle, a piccola come a grande scala.

ciali (un blocco erratico, una ghiacciaia, un gradino glaciale granodioritico, una gola di raccordo postglaciale, delle rocce montonate e un lago di conca glaciale), delle forme carsiche (due zone carsiche, una zona fluvio-carsica, un rilievo residuale e delle doline allineate), delle forme periglaciali (tre rock glaciers), delle forme antropiche (una miniera d'oro, una cava di pietra ollare e una cava di marmo), delle forme fluviali (una zona golenale), delle forme gravitative (una frana di crollo postglaciale) e delle forme organiche (una torbiera alta).

I geomorfositi sono ripartiti abbastanza uniformemente (figura 3.1). Il loro valore scientifico è medio a elevato, mentre l'importanza dei valori addizionali varia in maniera importante da un sito all'altro. È interessante notare che il valore ecologico è particolarmente importante nei geotopi situati nelle regioni della Greina e del Lucomagno, mentre il valore culturale è dominante in quelli situati sul fondovalle, dove l'influenza umana è più forte.

3.2.3 MISURE DI GESTIONE

La Valle di Blenio cumula diverse zone di protezione, a livello federale (figura 3.2, tabella 3.5), cantonale e comunale. A livello federale, diversi oggetti sono protetti come paesaggi o biotopi di importanza nazionale; la regione della Greina, inoltre, è iscritta nell'elenco delle Bandite federali di caccia (oggetto no. 24, *Greina TI*). A livello cantonale, diverse regioni sono protette in quanto *Riserve naturali*, *Zone di protezione della natura* e *Zone di protezione del paesaggio* (POGGIATI 2006). La regione della Greina, quella di Lucomagno-Piora e l'alta Val Malvaglia fanno parte dell'Inventario di geotopi di importanza nazionale (ASSN 1999). Questo inventario, attualmente in corso di revisione (vedi BERGER *et al.* 2008), non ha però ancora nessun valore legale.

Il patrimonio geomorfologico della Valle di Blenio è valorizzato soprattutto in maniera indiretta, attraverso libri divulgativi e fotografici. Blenio Turismo ha però promosso la creazione di una rete di *Sentieri naturalistici* nella regione del Lucomagno (CARRARO & RAMPAZZI 2004), alcuni dei quali presentano una componente geomorfologica centrale.

Tabella 3.4. Risultati della selezione e della valutazione dei geomorfositi della Valle di Blenio. Adattato da REYNARD *et al.* (2007).

3.2.2 GEOMORFOSITI

All'interno del perimetro della Valle di Blenio è stato possibile selezionare 20 geomorfositi (tabella 3.4, box 3.2); essi comprendono delle forme gla-

No.	Sigla e nome	Valore scientifico	Valore estetico	Valore ecologico	Valore culturale	Valore economico
1	BLEkar003 Zona carsica	0.94	1	0.75	0.25	0.75
2	BLEkar004 Zona fluvio-carsica	0.94	0.88	0.88	0	0.75
3	BLEper003 Rock glacier relitto	0.94	0.75	0	0.5	0.5
4	BLEgla002 Blocco erratico	0.94	0.75	0.25	0	0.5
5	BLEgla004 Ghiacciaia	0.94	0.25	0.25	0.5	0.5
6	BLEkar001 Zona carsica	0.88	1	1	1	0.25
7	BLEgla003 Gradino glaciale granodioritico	0.88	0.88	1	0	0.5
8	BLEper001 Rock glacier attivo	0.88	0.63	0	0	0
9	BLEper002 Rock glacier inattivo	0.88	0.63	0	0	0
10	BLEkar005 Rilievo residuale	0.81	1	0.38	0.5	0.75
11	BLEorg001 Torbiera alta	0.81	0.75	1	0	0.5
12	BLEgla006 Gola di raccordo postglaciale	0.81	0.88	0.25	1	0.75
13	BLEgla005 Rocce montonate	0.81	0.63	0.5	0.75	0.25
14	BLEflu001 Zona golenale	0.75	0.63	1	0.25	0.25
15	BLEgra001 Frana di crollo postglaciale	0.75	0.75	0.25	1	0.5
16	BLEgla001 Lago di conca glaciale	0.69	1	0.25	1	0.5
17	BLEkar002 Doline allineate	0.69	0.75	0.88	0	0.5
18	BLEant001 Miniera d'oro	0.69	0.13	0.63	0.75	0
19	BLEant002 Cava di pietra ollare	0.63	0.5	0.13	0.75	0.5
20	BLEant003 Cava di marmo	0.56	0.25	0.63	0.75	0.25

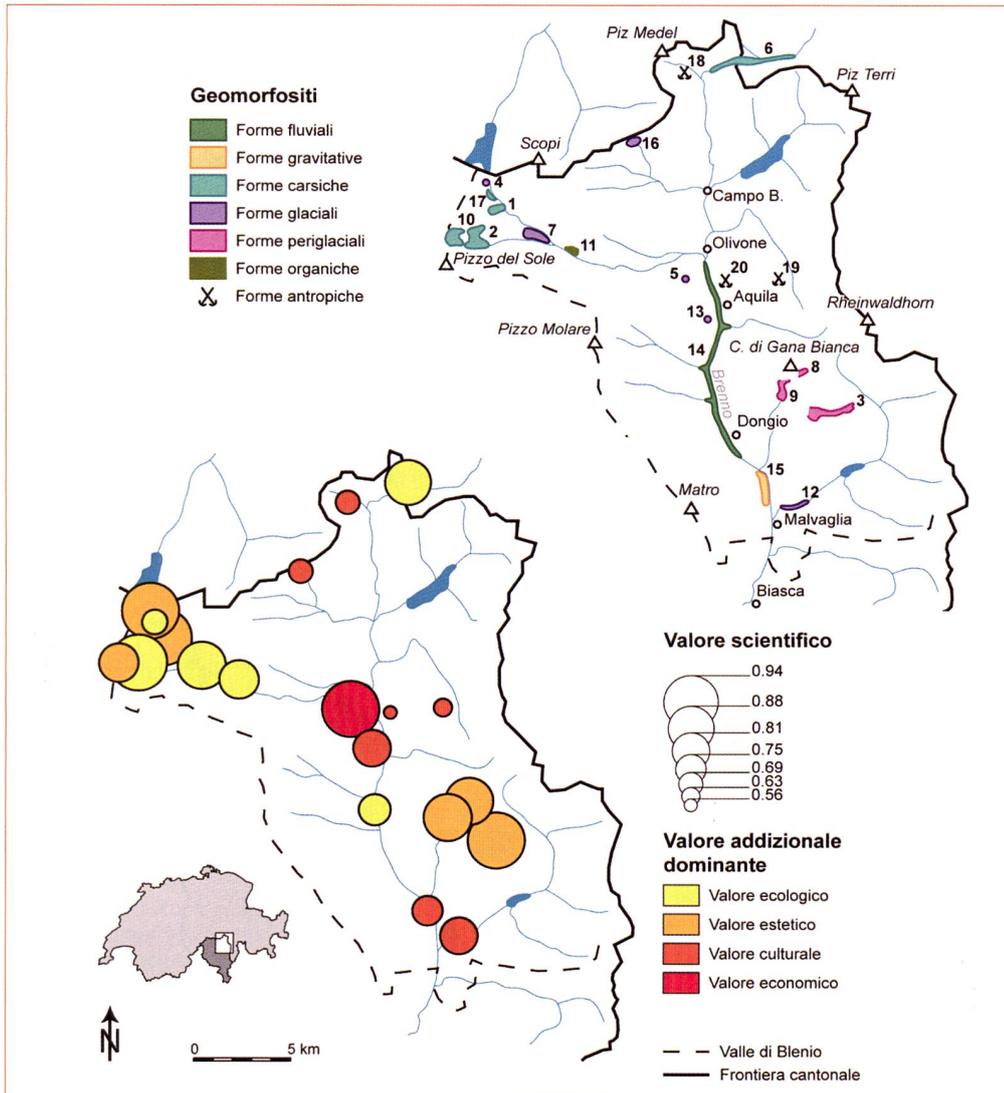
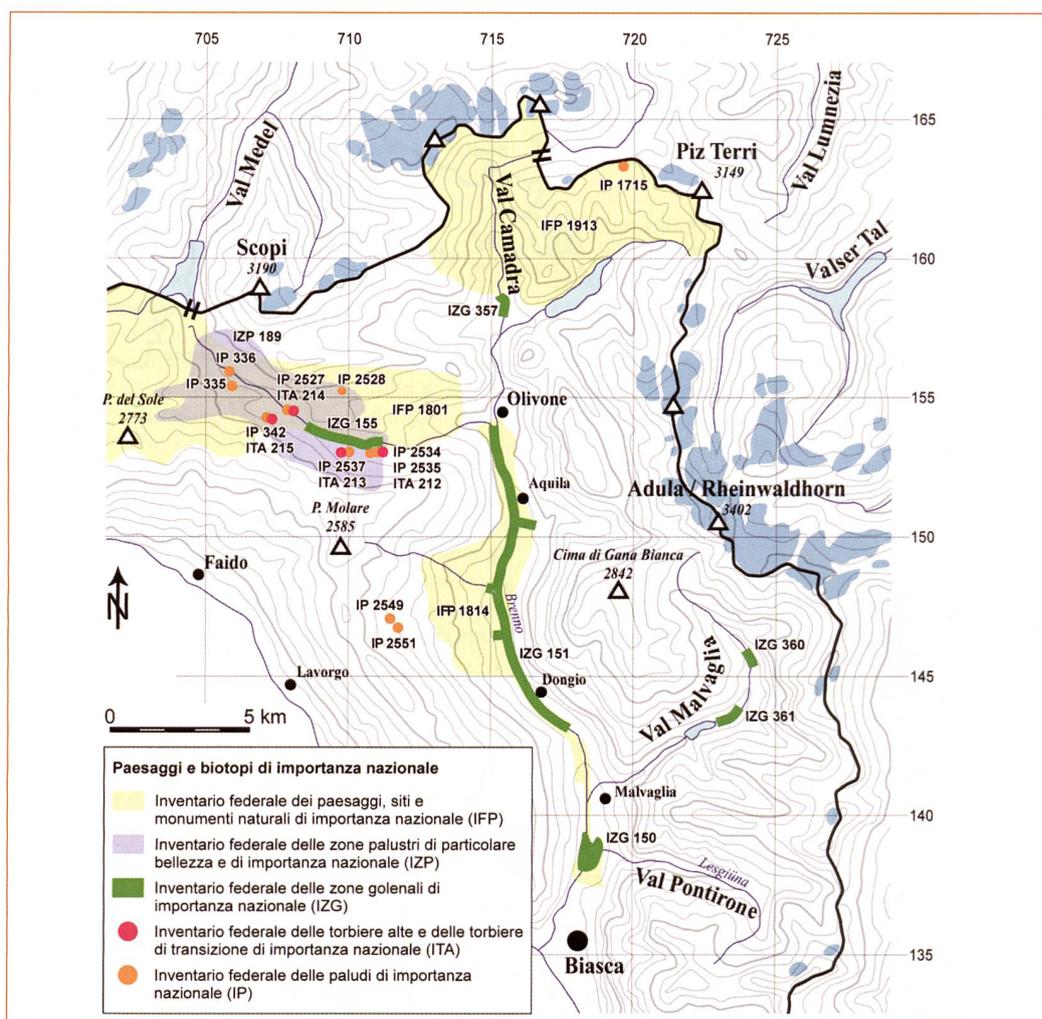


Figura 3.1 – Localizzazione, valore scientifico e valore aggiuntivo dominante dei geomorfositi della Valle di Blenio. I numeri si riferiscono alla tabella 3.4.

Inventario	Numero dell'oggetto	Nome dell'oggetto
Inventario federale dei paesaggi, siti e monumenti naturali di importanza nazionale (IFP)	1801	Piora-Lucomagno-Dötra
	1814	Paesaggio fluviale e antropico della Valle del Sole (Blenio)
	1913	Greina-Piz Medel
Inventario federale delle zone golenali di importanza nazionale (IZG)	150	Bolla di Loderio
	151	Brenno di Blenio
	155	Campall
	357	Ghirone
	360	Fontane
	361	Madra
Inventario federale delle zone palustri di particolare bellezza e di importanza nazionale (IZP)	189	Lucomagno-Dötra
Inventario federale delle torbiere alte e delle torbiere di transizione di importanza nazionale (ITA)	212	Vall'Ambrosa
	213	Campra di là
	214	Pian Segno
	215	Frodalera
	Inventario federale delle paludi di importanza nazionale (IP)	335
336		Campo Solario
342		Frodalera
1715		Crap la Crusch
2527		Pian Segno
2528		Cassinai
2534		Vall'Ambrosa Est
2535		Vall'Ambrosa Ovest
2537		Capra di là
2549	Addi	
2551	Carà-Foppa	

Tabella 3.5 – Paesaggi e biotopi di importanza nazionale della Valle di Blenio.

Figura 3.2 – Localizzazione dei paesaggi e dei biotopi di importanza nazionale della Valle di Blenio.



Box 3.2 – Caratteristiche peculiari dei geomorfositi della Valle di Blenio

• Forme glaciali

BLEgla001 Lago di conca glaciale

Questo geotopo comprende il Lago Retico. Si tratta di un lago di conca glaciale, sviluppatosi lungo il contatto tra gli gneiss del Massiccio del Gottardo e gli scisti argillosi della sua copertura sedimentaria para-autoctona. Questo sito è particolarmente rappresentativo dei processi d'erosione glaciale differenziale all'origine della formazione delle conche glaciali.

BLEgla002 Blocco erratico

Questo geotopo comprende il blocco erratico situato presso l'Alpe Croce, nella regione del Lucomagno. Esso è rappresentativo dei processi di trasporto glaciale e dimostra una diffluenza proveniente dal Nord delle Alpi tra la fine del Pleniglaciale e l'inizio del Tardiglaciale.

BLEgla003 Gradino glaciale granodioritico

Questo geotopo comprende il gradino glaciale granodioritico della Selva Secca, nella regione del Lucomagno. Esso è rappresentativo dei processi d'erosione glaciale differenziale, in questo caso su di un'intrusione granodioritica ercinica. Le caratteristiche litologiche e geomorfologiche del sito hanno permesso lo sviluppo di una foresta di pini cembri particolarmente interessante dal punto di vista ecologico.

BLEgla004 Ghiacciaia

Questo geotopo comprende la ghiacciaia situata presso Rambött. I processi di ventilazione all'interno dei blocchi di una frana di crollo hanno permesso la trasformazione in ghiaccio della neve accumulata durante la stagione invernale. In passato, il ghiaccio era sfruttato come materiale refrigerante dai ristoranti della regione di Olivone.

BLEgla005 Rocce montonate

Questo geotopo comprende le rocce montonate situate a Largario. Esse sono rappresentative dei processi d'erosione glaciale e indicano la direzione del Ghiacciaio del Brenno durante l'UMG e l'inizio del Tardiglaciale. Queste rocce montonate presentano pure un interesse culturale perché mostrano dei segni di archeologia rupestre.

BLEgla006 Gola di raccordo postglaciale

Questo geotopo comprende la gola dell'Orino. Si tratta di un sito rappresentativo dei processi di erosione fluviale delle valli laterali sospese, che tendono ad armonizzare il loro profilo con quello della valle principale.

- **Forme carsiche**

BLEkar001 Zona carsica

Questo geotopo comprende la zona carsica presso il Passo della Greina. Gli affioramenti di dolomia cariata di questa regione sono particolarmente interessanti perché mostrano i segni di processi glaciali (messa in evidenza della forma generale dell'affioramento guidata dalla struttura geologica) e carsici (rilievo residuale).

BLEkar002 Doline allineate

Questo geotopo comprende l'allineamento di doline nella regione di Scai (Lucomagno). Esse si sono sviluppate lungo il contatto tra gli gneiss del Massiccio del Gottardo e le dolomie della sua copertura sedimentaria autoctona e sono particolarmente rappresentative dei processi di dissoluzione carsica guidata dalla struttura geologica.

BLEkar003 Zona carsica

Questo geotopo comprende la zona carsica dell'Alpe Pertusio, nella regione del Lucomagno. Esso è particolarmente rappresentativo della diversità della morfologia carsica e permette di osservare le principali tappe del funzionamento di un sistema idrogeologico carsico.

BLEkar004 Zona fluvio-carsica

Questo geotopo comprende la zona fluvio-carsica situata a est del Pizzo Colombe, nella regione del Lucomagno. Essa presenta delle forme glaciali, fluviali e carsiche particolarmente interessanti e permette di ricostruire diverse tappe della morfogenesi della regione.

BLEkar005 Rilievo residuale

Questo geotopo comprende il rilievo residuale del Pizzo Colombe. Si tratta di un sito particolarmente rappresentativo delle forme di dissoluzione della dolomia.

- **Forme periglaciali**

BLEper001 Rock glacier attivo

Questo geotopo comprende il rock glacier attivo di Gana, situato sul versante est della Cima di Gana Bianca, in Val Malvaglia. I rock glacier attivi sono poco frequenti in Ticino e questo sito è dunque particolarmente interessante.

BLEper002 Rock glacier inattivo

Questo geotopo comprende il rock glacier inattivo dell'Alpe Piei. Esso ha permesso la ricostruzione del limite inferiore del permafrost discontinuo nella regione.

BLEper003 Rock glacier relitto

Questo geotopo comprende il rock glacier relitto dell'Alpe di Sceru, in Val Malvaglia. Si tratta di un sito eccezionale, di alto valore paleogeografico, che ha permesso di ricostruire il limite inferiore del permafrost discontinuo nella regione durante il Tardiglaciale.

- **Forme fluviali**

BLEflu001 Zona golenale

Questo geotopo comprende la zona golenale del Brenno tra Olivone e Motto. Il Brenno è uno dei rari corsi d'acqua in Svizzera a non essere stato arginato ed è dunque particolarmente rappresentativo dei processi d'erosione e sedimentazione fluviale all'interno di una valle alpina. Esso presenta pure un interesse ecologico, malgrado le perturbazioni del regime del Brenno dovute alle infrastrutture idroelettriche.

- **Forme gravitative**

BLEgra001 Frana di crollo postglaciale

Questo geotopo comprende il deposito di frana sul quale è costruito il villaggio di Ludiano. Si tratta di un testimone importante dei processi di riequilibrio dei versanti delle valli alpine alla fine dell'ultima glaciazione.

- **Forme organiche**

BLEorg001 Torbiera alta

Questo geotopo comprende la torbiera alta di Pian Segno, nella regione del Lucomagno. Si tratta di un sito rappresentativo dei processi di riempimento delle conche glaciali all'origine delle paludi e delle torbiere e costituisce un habitat interessante dal punto di vista ecologico.

- **Forme antropiche**

BLEant001 Miniera d'oro

Questo geotopo comprende la «miniera d'oro» situata nella zona delle Centovalli (alta Val Camadra). Essa presenta un valore scientifico e storico in quanto esempio più rappresentativo delle attività di sfruttamento di alcuni metalli preziosi sviluppatesi dalla metà del XVIII secolo.

BLEant002 Cava di pietra ollare

Questo geotopo comprende la cava di pietra ollare della Cima di Bresciana, in Val di Carassino. Si tratta del sito d'estrazione più esemplare della Valle di Blenio, dove l'industria della pietra ollare era un'attività importante fino alla metà del XIX secolo.

BLEant003 Cava di marmo

Questo geotopo comprende la cava di marmo di Ponto Aquileseo, che alimentava la fornace di Vignee, tra Olivone e Aquila. Si tratta di un testimone importante delle attività di produzione passate della calce in Valle di Blenio.

3.3 IL PATRIMONIO GEOMORFOLOGICO DELLA REGIONE DELLA GREINA

3.3.1 INTRODUZIONE

La Greina è conosciuta a livello svizzero come luogo simbolo della protezione della natura a causa degli importanti dibattiti suscitati dal progetto di creazione di una bacino idroelettrico nella regione del Plaun la Greina nel corso degli anni '60 e '70. Da allora, sono state realizzate molte pubblicazioni su questa regione, prevalentemente a carattere divulgativo (vedi ad esempio THURSTON *et al.* 1973, VALSECCHI 1998, SGS 2003). La ricerca nel campo delle scienze naturali si è invece limitata ad alcuni studi riguardanti la flora (SUTTER 1976) e la geologia (WINTERHALTER 1930, JUNG 1963, BAUMER 1964, FREY 1967). La geomorfologia di questa regione è stata oggetto di studi approfonditi soltanto recentemente (FONTANA & SCAPOZZA 2008, FONTANA *et al.* 2008a, b).

3.3.2 CARATTERISTICHE GEOGRAFICHE

La regione della Greina è situata tra il Canton Ticino e il Canton Grigioni. L'area di studio (figura 3.3) è delimitata dalle cime del Piz Valdraus (3096 m slm), del Piz Gaglianera (3121 m slm), del Piz Vial (3168 m slm) e del Piz Greina (3124 m slm) a nord, del Pizzo Coroi (2785 m slm) a sud e del Piz Stgir (2587 m slm), del Piz Zamuor (2734 m slm) e del Piz Terri (3149 m slm) a est. Essa è pure delimitata dal restringimento delle valli a monte della Camona da Terri a nord e a valle della Capanna Motterascio a sud e della Capanna Scaletta a ovest. Il punto più alto della regione corrisponde alla cima del Piz Vial (3168 m slm), mentre il più basso è situato a un'altitudine di 2200 m slm circa a valle della Capanna Motterascio.

Greina è drenata dal Brenno della Greina, mentre la zona situata a est di questo passo è drenata verso nord dal Rein da Sumvitg; la zona situata a sud di Crap la Crusch, infine, è drenata dal Ri di Motterascio. La regione della Greina è situata lungo lo spartiacque tra il Nord e il Sud delle Alpi e presenta dunque una situazione topografica e idrologica abbastanza complessa. Da un punto di vista topografico, la Greina è caratterizzata dal contrasto tra versanti dominati dall'erosione e zone pianeggianti relativamente estese, che presentano delle pianure alluvionali e delle paludi.

Nel 2006, quattro ghiacciai di dimensioni ridotte erano ancora presenti: il Vadrecc del Valdraus, il Gletscher da Gaglianera, il Gletscher da Rialpe e il Gletscher dil Terri. La vegetazione è limitata a delle praterie e ad altre formazioni vegetali sparse. La Greina è una regione poco marcata dall'influenza umana, che si limita ai sentieri, alle capanne Scaletta, Edelweiss, Nido delle Aquile e Motterascio, nonché alle tracce lasciate dalle attività legate alla pastorizia.

3.3.3 GEOMORFOLOGIA

Le forme del rilievo della regione della Greina sono state plasmate da diversi processi geomorfologici, e in particolare da quelli glaciali, gravitativi e fluviali. Nei paragrafi che seguono sarà data una breve descrizione di questi processi e delle forme di cui sono all'origine. La carta geomorfologica della regione della Greina è contenuta negli annessi alla fine di questo volume.

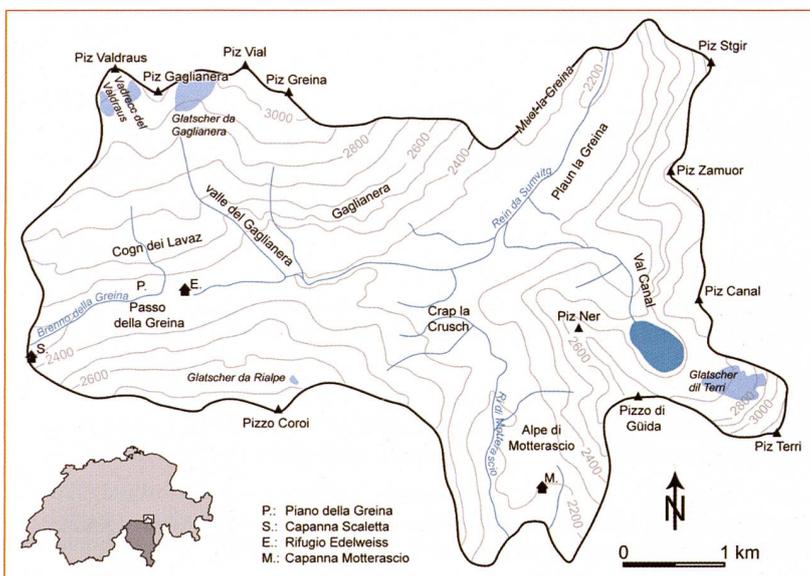
Forme strutturali

La struttura geologica ha giocato un ruolo importante nella morfogenesi della regione della Greina. A piccola scala, le forme del rilievo sono determinate dalle differenze litologiche tra le diverse unità tettoniche: le valli del Brenno della Greina e del Rein da Sumvitg, ad esempio, si sono sviluppate lungo il contatto tra le rocce cristalline del Massiccio del Gottardo e le rocce sedimentarie della sua copertura (foto 3.1). Questa componente strutturale è particolarmente evidente negli affioramenti di dolomia cariata della regione del Passo della Greina, i cui strati subverticali sono stati messi in evidenza dall'erosione differenziale e la cui forma generale è dovuta all'ondulazione assiale della coltre stessa (foto 3.2). A grande scala, le forme strutturali comprendono soprattutto delle scarpate, dei gradini rocciosi e delle faglie. Queste ultime sono frequenti nelle scarpate rocciose e nella regione del Gaglianera.

Forme fluviali

I processi fluviali passati e presenti sono all'ori-

Figura 3.3 – Localizzazione e caratteristiche geografiche della regione della Greina.



gine di numerose forme di erosione e di accumulazione nella regione della Greina.

Le forme d'erosione sono state plasmate dai corsi d'acqua e comprendono delle vallette incassate, delle gole, delle nicchie d'erosione fluviale, dei bordi di terrazze fluviali e dei canali di flussi detritici. Queste forme d'erosione sono presenti sulla roccia, ma anche sui sedimenti sciolti quali le morene, le falde di detrito, i coni di deiezione e le altre forme di accumulazione fluviale. Delle vallette incassate sono presenti in particolare sui versanti nord e nord-ovest del Pizzo Coroi e sul versante ovest del Piz Ner e del Pizzo di Gūida. L'erosione dei corsi d'acqua ha pure dato origine a due gole. La prima è stata plasmata dal Rein da Sumvitg a monte del Plaun la Greina e raggiunge la lunghezza di 1 km e la profondità di 20 m circa (foto 3.3). La seconda, di dimensioni più ridotte, è stata erosa da un affluente del Rein da Sumvitg ed è situata a ovest di Crap la Crusch; essa misura circa 15 m di lunghezza e 2 m di profondità. Le nicchie d'erosione fluviale sono presenti soprattutto sui versanti appartenenti alla copertura sedimentaria del Massiccio del Gottardo, e in particolare sul versante ovest del Piz Stgir, sul versante sud del Piz Zamuor, sul versante est del Pizzo Coroi e sul versante ovest del Pizzo di Gūida. Queste nicchie d'erosione sono presenti pure sui sedimenti sciolti, in particolare sulle morene allo sbocco della valle del Gaglianera e nel Plaun la Greina, come pure sui coni di deiezione allo sbocco della valle del Gaglianera e della Val Canal. I bordi di terrazze fluviali costituiscono un altro tipo di forma d'erosione fluviale. Essi sono presenti lungo l'affluente del Rein da Sumvitg a ovest di Crap la Crusch e lungo il Ri di Motterascio a ovest della capanna omonima. L'ultimo tipo di forma d'erosione fluviale identificabile sono i canali di flussi detritici. Essi sono osservabili nei sedimenti sciolti quali i coni di deiezioni e le falde di detrito, soprattutto nelle litologie appartenenti alla copertura del Massiccio del Gottardo.

Le forme di accumulazione sono state create dal deposito dei sedimenti trasportati dai corsi d'acqua a seguito di una diminuzione della pendenza e comprendono essenzialmente dei coni di deiezione e delle pianure alluvionali. I coni di deiezione sono frequenti; essi si presentano isolati o, più sovente, intersecati gli uni con gli altri, come sulla sponda destra del Rein da Sumvitg nella regione del Plaun la Greina, sulla sponda destra del Ri di Motterascio e nella parte inferiore dei versanti nord-est del Pizzo Coroi, nord-ovest del Piz



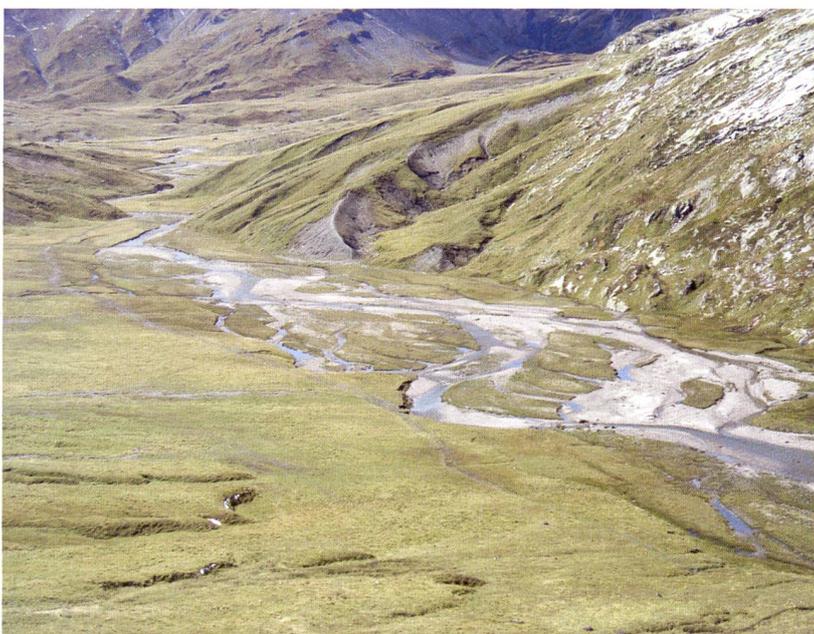
Foto 3.1 – La valle del Brenno della Greina si è formata lungo il contatto tra il Massiccio del Gottardo (a sinistra) e la sua copertura sedimentaria autoctona (a destra) (foto G. Fontana).

Foto 3.2. Affioramento di dolomia a ovest del Passo della Greina. Notare l'ondulazione assiale della coltre e l'erosione differenziale degli strati in posizione subverticale (foto G. Scapozza).

Foto 3.3 – La gola del Rein da Sumvitg (foto C. Scapozza).



Canal e ovest del Piz Ner. Il cono di deiezione allo sbocco della valle del Gaglianera (foto 3.4) è particolarmente interessante dal punto di vista geomorfologico: esso comprende una parte sopraelevata relitta di origine paraglaciale, a est, e una parte attiva, a ovest. Quattro pianure alluvionali sono pure presenti: il Piano della Greina, il Plaun la Greina (foto 3.5) e due pianure alluvionali di dimensioni più modeste a ovest di Crap la Crusch e nella parte settentrionale dell'Alpe di Motterascio. Il Piano della Greina raggiunge una superficie di 100 m² circa; il tracciato del corso d'acqua è caratterizzato dalla presenza di isole sabbiose e meandri abbandonati. Il Plaun la Greina misura una superficie di 400 m² circa ed è composto da tre unità divise da materiale morenico. Come il Piano della Greina, esso presenta diverse isole sabbiose; i banchi di materiale detritico più stabili sono colonizzati dalla vegetazione. Anche la zona pianeggiante dei Cogn dei Lavazz presenta delle piccole superfici di accumulazione fluviale.



Forme gravitative

La gravità è un fattore d'erosione importante nella regione della Greina ed è all'origine di numerose forme di erosione e di accumulazione.

Le forme d'erosione comprendono delle nicchie di distacco e dei canali di frana. Le nicchie di distacco non sono molto frequenti e hanno delle dimensioni abbastanza ridotte. Esse sono presenti in particolare sui versanti nella regione dell'Alpe di Motterascio. I canali di frana sono presenti soprattutto lungo le scarpate rocciose; essi sono frequenti nella Val Canal, sul versante nord-ovest del Piz Terri e sul versante ovest del Piz Ner e del Pizzo di Gùida.

Le forme d'accumulazione comprendono delle falde di detrito, delle frane di scivolamento e delle frane di crollo. Le falde di detrito sono una delle forme più frequenti della regione della Greina. Esse ricoprono una parte importante dei versanti, in particolare del versante nord del Pizzo Coroi e, più in generale, dei versanti a litologia scistosa. A volte, queste falde di detrito presentano una copertura vegetale, soprattutto alle altitudini più basse. Esse presentano spesso delle forme di scivolamento superficiali, come dei lobi di geliflusso (foto 3.6). Le frane di scivolamento sono dei fenomeni più profondi ed estesi; esse sono presenti sulla sponda sinistra del Brenno della Greina, a nord della Capanna Scaletta (foto 3.7), come pure sulla sponda destra e sinistra del Ri di Motterascio. Le frane di crollo sono l'ultimo tipo di forma d'ac-



Foto 3.4 – Il cono paraglaciale allo sbocco della valle del Gaglianera (foto G. Fontana).

Foto 3.5 – La pianura alluvionale del Plaun la Greina (foto G. Fontana).

Foto 3.6 – Falde di detrito con lobi di geliflusso sul versante nord del Pizzo Coroi (foto G. Fontana).

cumulazione identificabile. Esse sono generalmente di dimensioni modeste e affettano soprattutto i versanti a litologia cristallina del Massiccio del Gottardo. La taglia dei licheni presenti su questi blocchi indica che i depositi di frana sono abbastanza datati.

Forme carsiche

La dolomia della copertura sedimentaria del Massiccio del Gottardo presenta diverse forme carsiche, quali delle doline, dei solchi carsici e delle forme residuali. Le doline sono la forma carsica più frequente e sono presenti soprattutto sulla sponda sinistra del Rein da Sumvitg, a sud-est della regione del Gaglianera (foto 3.8). Di dimensioni modeste (qualche metro di diametro circa), esse si presentano spesso allineate; il loro fondo è a volte impermeabilizzato e sono occupate da un piccolo lago. Queste doline non si sono sviluppate direttamente nella roccia, bensì all'interno di uno strato di morena d'ablazione. La loro genesi è dunque legata alla dissoluzione della dolomia in profondità e al successivo cedimento del materiale morenico superficiale. Dei solchi carsici sono pure presenti su di un affioramento di dolomia sulla sponda sinistra del Rein da Sumvitg, presso il punto quota 2348 m slm. Le forme residuali degli affioramenti di dolomia situati presso il Passo della Greina sono le forme carsiche più spettacolari della regione. Si possono citare in particolare un monolito che raggiunge l'altezza di 6 metri circa (foto 3.9), un arco di 30 metri (foto 3.10) e una finestra di dimensioni più ridotte.

Forme glaciali

Sebbene i ghiacciai della Greina siano attualmente in forte regressione, i processi glaciali hanno contribuito in maniera importante alla morfogenesi della regione.

Le forme d'erosione comprendono dei circhi, delle conche e dei gradini glaciali, e delle rocce montonate. A una scala più grande, le microforme comprendono prevalentemente delle strie glaciali. I circhi glaciali non sono molto frequenti: è possibile riconoscerne due, a sud del Piz Valdraus e a nord-ovest del Piz Terri. Le conche e i gradini glaciali sono invece più frequenti, a piccola come a grande scala. Le conche glaciali più grandi corrispondono alla torbiera di Crap la Crusch e al lago situato a nord-ovest del Piz Terri. Un'altra conca glaciale, di dimensioni più piccole, è situata a nord-est della Capanna Motterascio ed è occupata da una piccola torbiera. A valle di queste conche



Foto 3.7 – Frana di scivolamento a nord della Capanna Scaletta (foto C. Scapozza).

Foto 3.8 – Doline alluvionali a sud-est della regione del Gaglianera (foto G. Fontana).

Foto 3.9 – Monolito a nord del Passo della Greina (foto G. Fontana).



Foto 3.10 – Arco a nord-ovest del Passo della Greina (foto G. Scapozza).



Foto 3.11 – Gradino glaciale a valle del lago del Terri (foto G. Fontana).

si trovano dei gradini glaciali; i più spettacolari sono quelli situati a nord-nord-est del Plaun la Greina e a nord-ovest del lago del Terri (foto 3.11). Le rocce montonate sono state plasmate soprattutto negli gneiss del Massiccio del Gottardo. Esse affettano gran parte del versante sud a valle del Piz Valdraus e del Piz Greina, in particolare nella regione dei Cogn dei Lavazz, del Gaglianera e nelle aree liberate recentemente dal ritiro dei ghiacciai. Le rocce montonate della regione dei Cogn dei Lavazz sono particolarmente interessanti: la loro forma, infatti, presenta un'asimmetria evidente che permette di identificare con sicurezza la direzione dei flussi glaciali durante l'UMG. Anche le microforme di origine glaciale sono osservabili soprattutto negli gneiss del Massiccio del Gottardo.

Le forme d'accumulazione comprendono dei depositi morenici e fluvio-glaciali. I depositi morenici si presentano sottoforma di cordoni o, più spesso, di una copertura più o meno uniforme del substrato. I cordoni morenici sono poco numerosi e presentano spesso una forma mal definita; essi sono situati all'interno della cintura di morena di fondo della PEG del Vadrecc del Valdraus e del Glatsher da Gaglianera, allo sbocco della valle del Gaglianera e nelle regioni del Plaun la Greina (foto 3.12) e di Crap la Crusch. La copertura morenica occupa invece parte del margine proglaciale dei ghiacciai del Valdraus, del Gaglianera, del Terri e di Rialpe, come pure parte del fondovalle del Rein da Sumvitg a monte del Plaun la Greina e le depressioni nella regione dell'Alpe di Motterascio. I depositi fluvio-glaciali sono più rari e di dimensioni abbastanza ridotte. I coni di deiezione fossili situati allo sbocco della valle del Gaglianera e della Val Canal sono particolarmente interessanti perché corrispondono a dei coni paraglaciali la cui genesi è legata alla mobilitazione di sedimenti glaciali tra la fine del Tardiglaciale e l'inizio dell'Olocene. Il sandur situato a nord-ovest del Pizzo Coroi è invece ancora attivo (foto 3.13).

Forme periglaciali

Gran parte della regione della Greina è situata all'interno del limite inferiore regionale del permafrost discontinuo (cf. parte 2). I processi dovuti al gelo, quali la gelifrazione, la crioturbazione, il geliflusso e la reptazione, giocano dunque un ruolo morfogenetico importante.

La gelifrazione è un fenomeno di alterazione meccanica della roccia. La sua azione è particolarmente evidente nelle rocce scistose della copertura sedimentaria del Massiccio del Gottardo, come pure in alcuni blocchi di gneiss.

La crioturbazione è invece all'origine dei cuscinetti erbosi (foto 3.14) e delle pietre sollevate (foto 3.15). I cuscinetti erbosi sono presenti su diversi tipi di sedimenti sciolti, quali la copertura morenica, le alluvioni, le torbiere e il suolo, in particolare nelle regioni del Plaun la Greina, di Crap la Crusch e dell'Alpe di Motterascio. Questi cuscinetti raggiungono qualche decimetro di altezza. Il sollevamento delle pietre è stato osservato sul versante nord-est compreso tra il Piz Ner e il Pizzo di Güida, come pure a nord del Pizzo Coroi. Le rocce scistose di queste regioni, infatti, sono particolarmente sensibili alla crioturbazione.

Il geliflusso è un processo importante nella regione della Greina: esso è all'origine dei numerosi lobi che affettano la parte superficiale delle falde di detrito e del suolo sul versante nord del Pizzo Coroi e sulla sponda destra del Rein da Sumvitg e del Ri di Motterascio. Su questi versanti, il geliflusso è favorito dalla presenza di sedimenti a granulometria fine che si imbevono facilmente d'acqua.

La reptazione è all'origine della formazione dei piccoli rock glaciers situati a ovest del Passo della Greina (foto 3.16) e a ovest e a est del Lago del Terri. Le loro caratteristiche morfologiche sembrano confermare l'ipotesi della loro attività.

Forme organiche

Diverse depressioni sono state riempite progressivamente da alluvioni e da sedimenti organici, dando origine a delle paludi (foto 3.17). Esse sono frequenti nella regione della Greina a diverse scale spaziali. A grande scala, esse occupano delle depressioni di taglia metrica, quali le doline a fondo impermeabilizzato; a piccola scala, esse occupano delle conche glaciali come a Crap la Crusch.



Forme lacustri

Numerosi laghi, spesso di dimensioni modeste, sono presenti nella regione della Greina. Il lago del Terri è il più grande della regione; l'apporto sedimentario proveniente dal circo glaciale del Piz Terri è all'origine della formazione di un piccolo delta (foto 3.18).

Forme antropiche

L'impronta umana non è molto marcata nella regione della Greina; le forme antropiche comprendono i sentieri e il drenaggio della torbiera presso la Capanna Motterascio. Il calpestio occasionato dagli escursionisti ha d'altronde un impatto importante nelle regioni sensibili quali il Plaun la Greina.



3.3.4 MORFOGENESI

La morfogenesi glaciale della regione della Greina nel corso dell'UMG, del Tardiglaciale e dell'Olocene è già stata descritta nella parte 2. Questa parte è consacrata a una descrizione più generale della storia di questo e di altri processi morfogenetici.

Le forme attualmente presenti nella regione della Greina sono state plasmate nel corso del Quaternario, e soprattutto a partire dall'ultima glaciazione. A piccola scala, le forme d'erosione si sono formate progressivamente nel corso degli ultimi due milioni di anni, mentre a grande scala le forme d'erosione e di accumulazione sono il risultato di processi che hanno agito soprattutto a partire dall'ultima glaciazione. A piccola scala, l'erosione glaciale è all'origine delle forme piramidali di alcune cime (Piz Gaglianera, Piz Vial, Piz Greina), delle rocce montonate del Muot la Greina, della regione del Gaglianera e dei Cogn dei Lavazz, dei circhi, delle conche e dei gradini glaciali, nonché della forma di alcuni affioramenti



Foto 3.12 – Cordoni morenici nella regione del Plaun la Greina (foto G. Fontana).

Foto 3.13. Sandur a nord-ovest del Pizzo Coroi (foto C. Scapozza).

Foto 3.14. Cuscinetti erbosi presso Crap la Crusch (foto G. Fontana).



rocciosi (regione del Passo della Greina e dell'Alpe di Motterascio). La regressione glaciale nel corso del Tardiglaciale e dell'Olocene ha permesso ad altri processi morfogenetici di contribuire alla genesi del rilievo attuale. Tra la fine del Tardiglaciale e l'inizio dell'Olocene, la regione è stata caratterizzata dalla presenza di una crisi morfogenetica paraglaciale.

La presenza di uno stock sedimentario morenico instabile e di versanti con una pendenza superiore al loro profilo d'equilibrio è stata all'origine di flussi sedimentari importanti dovuti ai processi fluviali e gravitativi. La mobilitazione del materiale morenico da parte dei corsi d'acqua ha causato la formazione dei due grandi coni di deiezione allo sbocco della valle del Gaglianera e della Val Canal. Diversi versanti sono stati toccati da frane di crollo e di scivolamento; le prime hanno riguardato soprattutto gli gneiss del Massiccio del Gottardo, mentre le seconde sono state frequenti soprattutto nelle litologie scistose della sua copertura sedimentaria para-autoctona.

Nel frattempo, la gelifrazione degli affioramenti rocciosi ha provocato la formazione delle falde di detrito alla base dei versanti. I corsi d'acqua hanno plasmato progressivamente i loro alvei attuali, le alluvioni hanno colmato alcune conche glaciali e la dissoluzione ha modellato gli affioramenti di rocce solubili. La riduzione dello stock sedimentario instabile e degli squilibri a livello dei versanti hanno causato l'affievolimento della crisi morfogenetica paraglaciale. La capacità erosiva dei corsi d'acqua è allora aumentata ed essi hanno potuto erodere parte dei depositi d'origine paraglaciale. Tale erosione è ben visibile nel cono paraglaciale allo sbocco della Valle del Gaglianera, la cui parte occidentale è stata completamente rimossa, come pure lungo la gola del Rein da Sumvitg, la cui genesi è legata alla ricerca di un profilo d'equilibrio rispetto al livello di sedimentazione del Plaun la Greina.



3.3.5 PAESAGGIO GEOMORFOLOGICO

La regione della Greina, nel suo insieme, può essere considerata come un *paesaggio geomorfologico*. Questo capitolo è dedicato all'analisi del suo valore scientifico, estetico, ecologico, culturale ed economico.

Valore scientifico

Il valore scientifico della regione della Greina è legato alla varietà di forme geomorfologiche presenti e alla possibilità che esse offrono nella ricostruzione della morfogenesi della regione dall'UMG.



Foto 3.15 – Pietre sollevate nella conca glaciale a nord-ovest del Piz Terri (foto G. Fontana).

Foto 3.16 – Rock glacier a ovest del Passo della Greina (foto C. Scapozza).

Foto 3.17 – Palude nella regione del Plaun la Greina (foto G. Fontana).



Globalmente, le forme del rilievo della Greina sono ben conservate. L'influenza umana, infatti, è debole; essa contribuisce comunque alla degradazione della qualità di certe forme, quali il rilievo residuale a nord del Passo della Greina – la cui qualità è parzialmente compromessa dalle infrastrutture della capanna privata Edelweiss – e la pianura alluvionale del Plaun la Greina – i cui suoli sensibili all'erosione sono rovinati dall'eccessivo calpestio. La Greina è rappresentativa della geomorfologia delle Alpi Svizzere per ampiezza e diversità di forme. Le forme glaciali, fluviali e gravitative sono rappresentate particolarmente bene, mentre altri tipi di forme, ad esempio quelle periglaciali, sono poco sviluppate. La Greina presenta una geomorfologia molto diversificata in un perimetro relativamente ristretto. A scala delle Alpi Svizzere, le forme più rare sono l'arco situato a nord-ovest del Passo della Greina e il cono paraglaciale allo sbocco della valle del Gaglianera. La Greina non presenta un valore paleogeografico a scala delle Alpi Svizzere. Il suo interesse è piuttosto regionale, in quanto permette di ricostruire le principali tappe della morfogenesi alpina dall'UMG.

Valore estetico

Il valore estetico di una regione è molto difficile da definire in maniera oggettiva; la regione della Greina, in generale, è tuttavia percepita come una zona di grande bellezza. Gli elementi che contribuiscono al valore estetico di questa regione sono sicuramente lo sviluppo verticale e orizzontale importante, i contrasti di colore tra i diversi tipi di

roccia, l'acqua e la vegetazione, nonché la diversità di forme geomorfologiche che contribuiscono a strutturare lo spazio a tutte le scale spaziali.

Valore ecologico

La regione della Greina è stata spesso esaltata a causa della sua flora e della sua vegetazione eccezionali; in realtà, malgrado la presenza di numerosi ambienti naturali, essa è caratterizzata da una certa povertà floristica (SUTTER 1976). In questo capitolo saranno dapprima presentati i diversi ambienti naturali presenti nella regione, e in seguito saranno messi in evidenza i legami tra questi ambienti e la geomorfologia. Questa parte è basata essenzialmente sullo studio della flora e della vegetazione della regione della Greina realizzato da SUTTER (1976). Il nome degli ambienti naturali è stato correlato con la nuova nomenclatura proposta da DELARZE *et al.* (1998).

Flora e vegetazione sul substrato cristallino del Massiccio del Gottardo

L'associazione vegetale dominante su substrato siliceo è una *Prateria d'altitudine su suolo acido a Carice ricurva*. Essa copre le morene del Plaun la Greina e le rocce montonate del Muot la Greina e del versante sud del Gaglianera fino a un'altitudine di circa 2800 metri. In Greina, questa prateria è più povera in specie vegetali rispetto allo stesso tipo di associazione vegetale presente in altre regioni; la povertà floristica di tutta la parte nord-occidentale del Massiccio dell'Adula sarebbe dovuta all'importante grado di glaciazione della regione durante l'UMG e a una colonizza-

Foto 3.18 – Il lago del Piz Terri (foto G. Fontana).

zione vegetale non ancora completata (SUTTER 1976). Sul versante sud del Gaglianera e sul Muot la Greina è presente un altro tipo di prateria, il *Pascolo magro su suolo acido a Cervino*. Questa formazione vegetale è una delle praterie più povere dal punto di vista floristico (DELARZE *et al.* 1998). Sulle creste esposte al vento è presente una *Brughiera alpina ventosa*, caratterizzata dalla presenza di arbusti nani e licheni.

Nelle depressioni che restano innevate a lungo si trova la formazione vegetale tipica delle *Vallette nivali a suolo acido*. Essa comprende diverse piante artico-alpine.

Nei luoghi umidi, la formazione vegetale dominante è la *Palude a piccole Carici acidofile*. Presso le sorgenti sul versante sud del Gaglianera si trova una vegetazione tipica delle *Sorgenti acide con copertura vegetale*, che comprende anche diverse piante rare (DELARZE *et al.* 1998). Lungo il Rein da Sumvitg, a est del Muot la Greina, si trova pure la formazione vegetale delle *Rive di torrenti alpini con vegetazione pioniera*; essa presenta un interesse ecologico particolare per la presenza di piante artico-alpine e di relitti postglaciali di grande valore biogeografico (DELARZE *et al.* 1998). Le falde di detrito sono dominate dalla formazione vegetale dei *Ghiaioni silicatici d'altitudine a Androsace alpina*.

Sulle pareti rocciose troviamo la vegetazione tipica delle *Pareti silicatiche a piante vascolari rupicole*. Essa presenta delle specie rare e interessanti dal punto di vista biogeografico (DELARZE *et al.* 1998).

Flora e vegetazione della copertura sedimentaria autoctona del Massiccio del Gottardo (Trias)

L'associazione vegetale dominante sulla copertura sedimentaria autoctona del Massiccio del Gottardo è il *Prato arido su suolo calcareo a Sesleria co-*

mune. Nelle zone più esposte al vento, questa formazione è sostituita da quella delle *Creste e dossi ventosi a suolo calcareo con copertura vegetale*, che ospita delle piante rare tipiche dei climi stepici freddi (DELARZE *et al.* 1998). A nord-ovest del Passo della Greina, il *Prato arido su suolo calcareo a Sesleria comune* è sostituito dal *Prato arido su suolo calcareo a Carice rigida*. Queste praterie, nella regione della Greina, sono più povere in specie che altrove nelle Alpi (SUTTER 1976).

Le depressioni che restano innevate a lungo presentano una vegetazione tipica delle *Vallette nivali a suolo calcareo* che, come le *Vallette nivali a suolo acido*, presenta diverse piante artico-alpine rare (DELARZE *et al.* 1998).

Le falde di detrito, infine, presentano una variante impoverita della vegetazione dei *Ghiaioni calcarei d'altitudine*.

Flora e vegetazione della copertura sedimentaria para-autoctona del Massiccio del Gottardo

La vegetazione sugli scisti argillosi della copertura sedimentaria para-autoctona del Massiccio del Gottardo è spesso ricoperta da un mosaico di praterie quali il *Pascolo magro su suolo acido a Cervino*, il *Prato arido su suolo calcareo a Sesleria comune* e il *Prato fresco e pascolo su suolo calcareo a Carice ferruginae*. Anche su questa litologia le praterie risultano più povere che altrove nelle Alpi (SUTTER 1976).

I luoghi umidi presentano una vegetazione tipica delle *Paludi a piccole Carici acidofile*. Le alluvioni del Plaun la Greina sono invece occupate da un mosaico di associazioni vegetali e di specie, sia calcicole sia calcifughe. Vi si trova, in particolare, la vegetazione delle *Rive di torrenti alpini con vegetazione pioniera*.

Le depressioni a lungo innevate ospitano la vegetazione delle *Vallette nivali a suolo acido*.

Ambiente naturale	Esigenze litologiche	Esigenze geomorfologiche
Sorgenti acide con copertura vegetale	Assenza di calcare	-
Paludi a piccole carici acidofile	Assenza di calcare	-
Rive di torrenti alpini con vegetazione pioniera	-	Alluvioni sottomeste a delle regolari perturbazioni
Ghiaioni silicatici d'altitudine a Androsace alpina	Rocce silicee	Falde di detrito poco mobili, ricche in materiali fini
Pareti silicatiche a piante vascolari rupicole	Rocce silicee	Scarpate rocciose
Ghiaioni calcarei d'altitudine	Rocce calcaree	Falde di detrito mobili
Ghiaioni di calcescisti d'altitudine	Calcescisti	Falde di detrito relativamente poco mobili, ricche in materiali fini
Pareti calcaree soleggiate a piante vascolari rupicole	Rocce calcaree	-
Praterie d'altitudine su suolo acido a Carice ricurva	Assenza di calcare	-
Vallette nivali a suolo acido	Assenza di calcare	Depressioni che permettono una lunga permanenza della neve
Pascolo magro su suolo acido a Cervino	Assenza di calcare	-
Prato arido su suolo calcareo a Sesleria comune	Rocce calcaree	-
Creste e dossi ventosi a suolo calcareo con copertura vegetale	Rocce calcaree	Creste e dossi sprovvisti di neve in inverno
Prato arido su suolo calcareo a Carice rigida	Rocce calcaree	-
Vallette nivali a suolo calcareo	Rocce calcaree	Depressioni che permettono una lunga permanenza della neve
Prato fresco e pascolo su suolo calcareo a Carice ferruginae	Rocce calcaree	-
Brughiera alpina ventosa	Assenza di calcare	Dossi sprovvisti di neve in inverno
Luoghi calpestati dell'orizzonte subalpino e alpino	-	-
Pascoli pingui a leontidi degli orizzonti subalpino e alpino	-	-
Luoghi di riposo del bestiame dell'orizzonte subalpino e alpino	-	-

Tabella 3.6 – I principali ambienti naturali della Greina e le loro esigenze dal punto di vista litologico e geomorfologico

Le falde di detrito sono dominate dalla flora dei *Ghiaioni di calcescisti d'altitudine*, mentre le pareti rocciose presentano una vegetazione sparsa che costituisce una variante impoverita delle *Pareti calcaree soleggiate a piante vascolari rupicole*.

Gli ambienti ruderali sono caratterizzati dalla vegetazione dei *Luoghi calpestati dell'orizzonte subalpino e alpino* e dai *Pascoli pingui a leontodi degli orizzonti subalpino e alpino*, che sono delle formazioni povere di specie (DELARZE *et al.* 1998). Localmente, nelle zone molto concimate, si trovano delle specie tipiche dei *Luoghi di riposo del bestiame dell'orizzonte subalpino e alpino con vegetazione nitrofila*. Anche quest'ultima formazione vegetale è particolarmente banale dal punto di vista ecologico (DELARZE *et al.* 1998).

Rapporti tra geomorfologia e ambienti naturali

I principali ambienti naturali della regione della Greina e le loro esigenze dal punto di vista litologico e geomorfologico sono riassunte nella tabella 3.6. La componente abiotica gioca un ruolo più o meno importante: gli ambienti che si sviluppano su un suolo, ad esempio, sono meno legati ai fattori litologici e geomorfologici di quelli che si sviluppano direttamente a contatto con il substrato minerale.

Per quanto riguarda la litologia, la presenza di alcune formazioni vegetali è legata principalmente alla presenza o meno di calcare. La maggioranza degli ambienti naturali della Greina sono fortemente legati alle caratteristiche litologiche del loro substrato.

Per quanto riguarda la geomorfologia, due fattori sono particolarmente importanti per la vegetazione: la forma generale del substrato (parete, collina, depressione,...) e il grado d'attività dei processi geomorfologici. La vegetazione è dunque influenzata tanto dai parametri microclimatici ed ecologici offerti dalle forme geomorfologiche, quanto dall'attività dei processi (cadute di rocce,

movimenti gravitativi, perturbazioni meccaniche dovute all'acqua e ai sedimenti, ecc.). Nella regione della Greina, i processi che influenzano maggiormente la vegetazione sono quelli gravitativi e fluviali. I processi gravitativi influenzano la presenza di formazioni vegetali particolari nelle falde di detrito, a causa dell'instabilità dei blocchi e del loro spostamento verso il basso. L'influenza dei processi fluviali è invece legata alle perturbazioni meccaniche dei corsi d'acqua in piena.

Valore culturale

I rapporti tra una società e il proprio ambiente naturale sono complessi e variano nel corso del tempo; per questo motivo, saranno dapprima presentate le grandi linee della storia della regione della Greina, e in seguito saranno messi in evidenza i rapporti tra la geomorfologia e la storia culturale. Questa parte è basata su diverse pubblicazioni riguardanti la storia e la cultura della regione (per esempio, THURSTON *et al.* 1973, BEARTH 1991, VALSECCHI 1998, SGS 2003), ma anche su degli studi più generali (BOLLA 1931, GROSSI 1987, BOLLA 1993).

Aspetti storici

La regione della Greina costituisce un passaggio tra il Sud e il Nord delle Alpi, ma la sua importanza è sempre stata marginale a causa della presenza dei Passi del San Gottardo e del Lucomagno a ovest e del San Bernardino e dello Splügen a est (VISMARA *et al.* 1990, BUNDI 2004). L'importanza del Passo della Greina è dunque sempre stata prevalentemente regionale, per gli scambi tra le comunità del Sud e del Nord delle Alpi, e in particolare tra quelle della Valle di Blenio e della Val Lumnezia. Le prime tracce di questi contatti risalgono all'Età del Bronzo: diversi oggetti ritrovati negli scavi archeologici di Crestaulta (GR) e di Castione (TI), infatti, mostrano delle similitudini

Box 3.3 – La Greina descritta da Luigi Lavizzari nel 1850 (LAVIZZARI 1988)

(...) Per un erto sentiero ci volgemo al passo del Greina, per dove si discende in Val di Reno. Vasti campi di neve attraversammo più in alto, i quali, riverberando gli sfavillanti raggi del sole, costringevano gli occhi a chiudersi dolorosamente. Lungo il passaggio sorgono potenti strati bianchicci di dolomia alpina, i quali segnano colla loro direzione il cammino al viandante. Dal lato meridionale s'innalza un monte di schisto nero, simile al già descritto; a settentrione un altro di micascisto grigio. Queste rocce rinserrano la dolomia a strati verticali, diretti E.N.E. a O.S.O. Pervenuti alla sommità di quel passo alpino, prendevamo riposo in riva a un torrentello che si dirige alla valle dinanzi percorsa. Un pastore che custodiva numeroso gregge, mosso da curiosità, scese dal vicino monte; e non uso a veder gente, ci chiese perché mai ci fossimo colassù spinti. La nostra guida gli offriva del kirschenwasser, che ripetutamente ricusò. Soddisfatte le domande del pastore, noi alla nostra volta gli chiedevamo in qual modo passasse i suoi giorni in così deserta contrada; poiché quivi non un arbusto varia la monotonia delle rupi e dei ghiacciai, non il canto d'un uccello rompe il silenzio, né quasi mai voce umana conforta i derelitti viventi. «Da lunghi anni, rispose il pastore, sono avvezzo tanto al silenzio de' monti come al rumore delle grandi città. D'estate sono custode di quell'armento che vedete, e che mi dà somma inquietudine se lo perdo d'occhio un sol istante; all'avvicinarsi dell'inverno, mi reco a Parigi a fare il marronaio sulle pubbliche vie; all'aprirsi della bella stagione ritorno su questi monti. Conosco anche Marsiglia, Nîmes e Fontainebleu, dove passai parecchi inverni esercitando il mio mestiere; eppure son sempre povero, qual mi vedete; nemmeno una di quelle pecore è mia; e le mie fatiche sono scarsamente remunerate». Era costui del villaggio di Semione sul limitare della valle di Blenio, dell'età di 45 anni incirca, dall'occhio vivace e intelligente, con pallida e magra faccia come colui che visse in assidui stenti. Enumerava egli con singolare speditezza le contrade di Parigi, e rammentava con rara compiacenza St. Denis; e gli erano familiari i nomi de' principali monumenti di quella capitale. Poco dopo, fra i buoni augurii del pastore, ritornammo a valle, scorrendo il sentiero che seconda la sinistra del torrente; e oltrepassando le capannucce di legno di Cozzerà, sulle quali pendeva il grande infortunio, che poi diremo. Fummo indi a Ghirone, che già nella salita rimirato avevamo al di là del torrente. Sui monti che sorgono a N. sono ben visibili il micascisto grigio, la dolomia bianchiccia e lo schisto nero argilloso, che meritano di essere studiati attentamente più che far non si possa in una rapida escursione.

Box 3.4 – La Greina descritta da Carlo Taddei (TADDEI 1937)

Questa nostra superba regione alpina era assai poco conosciuta, qualche ventennio addietro, sia dal lato alpinistico e sia, ancora più, nello svariaticissimo campo delle scienze naturali. Fu per me una vera fortuna di essermi dedicato ad essa con speciale attenzione, godendo ad ogni passo di trovare (così, per modo di dire), terreno vergine, mano mano andavo dischiudendo i misteri che da ogni parte la avvolgono. Ancora oggi ritorno sempre volentieri in questo acrocoro alpino, dalle rocce così svariate, e con una vegetazione tutta speciale, ed ogni volta ho sempre qualche novità da aggiungere alle mie note.

(...)

Le rocce di quest'altipiano sono abbastanza varie e si possono raggruppare come segue: i scisti grigionesi (...). Naturalmente queste rocce hanno subito grandiosi ripiegamenti sovrapposti (...) ed è per questo motivo che gli strati ora hanno una inclinazione minima ed ora, come al Terri, sono quasi verticali mentre che al Cavaldrosso, con mostruose onde solidificate, danno chiara l'impressione delle enormi pressioni a cui furono sottoposte per la tettonica terrestre.

(...)

Alla forcola del Coroi affiora la dolomia cariato (...), che dopo si affonda nel terreno per poi riapparire nella profonda gola scavata dal Reno di Sonvix nei piani di Greina, un Kanion americano in miniatura. Poco oltre, in direzione del Passo Crap, la cariato forma quelle che giustamente ho chiamate «le strade automobilistiche». Non sono state costruite da nessuna opera umana, ma da madre natura. Sono due, contigue e parallele, ed hanno una lunghezza di circa 200 metri. Hanno la loro bella ghiaietta, che molte strade invidierebbero, un pendio mitissimo, ed il bello si è che, ai margini, sta una lunga fila di spuntoni rocciosi bene allineati, che grosso modo, possono essere presi per dei paracarri. Sono originate dalla diversa stratificazione della dolomia (...).

La cariato al Passo Crap forma numerosi cupoloni pieni di grotte e di buchi. Qui essa affonda ancora una volta nel terreno e possiamo poi in valle di Campo, come dirò più sotto, seguirla.

(...)

Ora avrei finito, in forma schematica, di descrivere questa magnifica Greina. (...) L'uomo, davanti a codesti spettacoli, si sente veramente ben piccolo, e pare non solo cosa sovrumana tentare di descrivere queste bellezze, ma forse alquanto assurda.

che sono state interpretate come testimoni del contatto tra queste comunità (BUNDI 2004). Il passo della Greina non è stato valorizzato neanche durante l'Epoca romana (VISMARA *et al.* 1990, BUNDI 2004), che aveva preferito altri passaggi come ad esempio quello del Lucomagno. I primi riferimenti scritti relativi alla Greina sono apparsi tra il XII e il XIII secolo. Il primo riferimento proviene dal Sud delle Alpi, dove il termine Greina appare come «culmen de Agrena» (BUNDI 2004). Al Nord delle Alpi, i primi riferimenti appaiono più tardi, tra il 1303 e il 1311, sottoforma di «unz uf Agren» (BUNDI 2004). L'etimologia della parola «Greina» è incerta: essa potrebbe derivare dalla parola romancia «crena», che significa incisione, e indicare dunque «un'incisione tra le montagne», ma anche dalla parola lepontina «karena», che significa cervo (BUNDI 2004). Secondo altri autori, invece, la parola «Greina» sarebbe legata al termine in dialetto ticinese «grena», che significa nebbia (WIDMER & SIEGWART 1973). La regione della Greina ha conosciuto il suo periodo di massimo sviluppo tra il XIII e il XVI secolo, quando il forte popolamento della Valle di Blenio aveva spinto i suoi abitanti a comprare i diritti di pascolo su territori a Nord delle Alpi. Il periodo compreso tra l'inizio del XIX secolo e la prima metà del XX secolo è stato caratterizzato dal progressivo abbandono dei pascoli della Greina, ma anche dalla scoperta di questa regione da parte dei naturalisti e dei primi turisti. Il monaco Placidus a Spescha (1752-1833) è stato uno dei primi naturalisti a visitare e descrivere la Greina. Egli le ha dedicato tre viaggi di studio dal 1820 (WINIKER 1973), nel corso dei quali ha realizzato diverse osservazioni sulla geologia. Hans Conrad Escher von der Linth (1767-1823) ha pure visitato la regione nel 1812 e nel 1817 (CESCHI 2004, BOLLA 1993) e ne ha tratto ispirazione per alcuni disegni e dipinti. Altre descrizioni della Greina ci sono state lasciate da Luigi Lavizzari (box 3.3) e Carlo Taddei (box 3.4).

Queste descrizioni, benché differenti le une dalle altre, sono strutturate come dei racconti nei quali gli aneddoti personali, le informazioni storiche e le descrizioni più scientifiche sono riunite in un solo testo. Questi naturalisti hanno avuto il pregio di portare uno sguardo nuovo sulle regioni di montagna e di inaugurare la ricerca scientifica sulle Alpi. Il periodo compreso tra la fine del XIX secolo e l'inizio del XX secolo è stato caratterizzato anche dallo sviluppo dell'alpinismo e del turismo in Valle di Blenio che come in altre regioni alpine, era motivato dalla ricerca dell'aria pura, della bellezza dei paesaggi alpini e del contatto con la vita alpestre (FIORINI 1993).

La seconda metà del XX secolo è stata caratterizzata soprattutto dai dibattiti concernenti la costruzione di un bacino idroelettrico. I primi progetti di installazioni idroelettriche risalgono al 1914, ma soltanto a seguito dell'aumento della domanda di elettricità dopo la Seconda Guerra Mondiale il loro studio fu approfondito (BEARTH 1991). All'inizio degli anni '50 furono proposti diversi progetti che prevedevano la realizzazione di un bacino idroelettrico di diverse dimensioni (vedi BEARTH 1991). Nel 1958, i comuni di Vrin e di Sumvitg accordarono una concessione per lo sfruttamento delle acque del Rein da Sumvitg a un consorzio idroelettrico composto da NOK Baden e da Rätischen Werke für Elektrizität AG Thusis (MAEDER 2004). La realizzazione del progetto, tuttavia, fu rinviata fino al 1975, a causa dell'implicazione di NOK Baden nel progetto di costruzione di una nuova centrale nucleare (BEARTH 1991). La Greina è conosciuta a livello svizzero come simbolo della lotta contro lo sfruttamento sfrenato della natura (MAEDER 2004). Il progetto di sfruttamento di questa regione alpina ancora poco influenzata dall'Uomo, infatti, ha suscitato un vasto movimento di opposizione, soprattutto nel corso degli anni '70. I promotori di questa opposizione sono stati

degli artisti, come l'architetto inglese Bryan Cyril Thurston (BEARTH 1991, MAEDER 2004), ma anche delle associazioni di protezione della natura, come la *Pro Rein Anterior* (vedi BEARTH 1991) e la *Lega svizzera per la protezione della natura* (oggi *Pro Natura*) (vedi KREBS 1986). Gli oppositori cercarono di bloccare la realizzazione del progetto in diversi modi, in particolare facendo riferimento all'articolo 22 della Legge federale del 22 dicembre 1916 sull'utilizzazione delle forze idriche, che chiede di conservare la bellezza dei siti se un in-

teresse maggiore lo richiede (vedi MAEDER 2004, REYNARD & GENTIZON 2004), e proponendo l'iscrizione della regione nell'Inventario federale dei paesaggi, siti e monumenti naturali di importanza nazionale (vedi BEARTH 1991; l'oggetto No. 1913/*Greina – Piz Medel* è stato infine iscritto all'IFP nel 1996).

L'11 novembre 1986, il consorzio per lo sfruttamento idroelettrico della regione della Greina rinunciò definitivamente al progetto, considerato non abbastanza lucrativo (MAEDER 2004).

Box 3.5 – La leggenda della strega della Greina secondo TADDEI (1937)

« Una notte, nel 1924, pernottavo ad Aspra, un'alpe di Gnosca, con un caro professore. Mentre eravamo seduti accanto al focolare, una vecchia narrava con tale accento di passione e sicurezza come se essa stessa avesse assistito all'avvenimento. Una volta vi era una strega assai famosa che salì alla Greina con un suo marmocchio di 4-5 anni, ed aveva con sé un sacco di miglio. Giunti sull'alpe, mentre chiedeva un poco di latte per ristorarsi, i pastori, che erano dei malvagi, gettarono nel grosso caldaio ove bolliva il siero per la ricotta, il ragazzino, naturalmente uccidendolo. Allora la megera uscì irata dalla cascina e preso il sacco di miglio, a piene mani lo gettò nella direzione dei 4 punti cardinali facendo il rituale spergiuoro: Sia che, per tanti anni quanti sono i granelli di miglio, quassù non nasca più un filo d'erba... Orbene, ci diceva la nostra vecchia al mattino seguente, sul promontorio di Aspra, da dove si domina tutta la valle Camadra, con le vette scintillanti dei ghiacciai del Medel, ove una volta era tutto un prato fiorito, con l'erba che giungeva fino al ventre delle vacche pascolanti, ora non si vede che una maledizione di sassi e di ghiaccio. »

Box 3.6 – La leggenda della strega della Greina secondo KELLER (1949)

« Chi dalla Val Camadra, attraverso il passo della Greina, scende nei Grigioni, si sarà di sicuro fermato ad ammirare la selvaggia bellezza della natura, senza pensare che una volta tutte quelle pianure, ora ricoperte di soli sassi e muschi e abitate da camosci e marmotte, erano pascoli fertili e un'alpe fra i più belli di questa regione.

L'alpe della Greina (così si chiamava) era quello che più rendeva agli alpigiani, sia in quantità e qualità dei prodotti del latte, come per la comodità per le mandre di accedere alle vaste pianure, tanto che in autunno erano le vacche più belle e grasse che scendevano al piano. I numerosi viandanti che passavano da quelle parti sapevano pure che non si poteva trovare gente più ospitale degli alpeggiatori della Greina. Nessuno era passato di là senza gustare una tazza di latte tiepido o trovare un giaciglio per riposare, se la notte si avvicinava.

Ma un inverno venne a morte il vecchio casaro e lo dovettero sostituire. Il nuovo era tutto l'opposto del suo predecessore, sia di animo come di carattere. Tirchio e rozzo, volle cambiare le vecchie usanze. D'allora in poi tutto fu rifiutato in malo modo ai poveri viandanti.

Una sera, finiti i lavori, mentre il casaro stava raccontando ai pastori come, grazie al suo sistema di governo, si potevano fare maggiori guadagni con minor disturbo e criticava il suo predecessore, si presentò una donna a chiedere ospitalità e ricovero per quella notte.

Il tempo non lasciava presagire nulla di buono, tante erano le nubi che andavano accumulandosi nel cielo che si faceva nero sempre più. E la donna era vecchia e povera e portava per di più un sacco che doveva pesarle assai, ed essa «non si sentiva di proseguire il viaggio». Così disse al casaro, il quale, mentre la vecchia parlava, già meditava il modo di disfarsi dell'importuna con un tiro che, secondo lui, doveva servire da lezione a tutti quei passanti che avessero avuto il coraggio di disturbarlo. Disse dunque alla donna:

«Mi spiace tanto di non aver nulla da darvi per la cena, ma un posto per passare la notte farò il possibile di procurarvelo, aspettate».

Detto ciò, mentre la vecchia si sedeva vicino al fuoco, ripulì ed asciugò la caldaia più grande, vi mise dentro il sacco che la vecchia aveva depresso in un canto e la invitò ad entrarvi, assicurandole che avrebbe trascorso una notte tranquilla. Poi, imitato dai pastori, si coricò lui pure.

Intanto il temporale si era scatenato; lampi e tuoni si succedevano con un frastuono assordante e l'acqua cadeva a fiumi. Di lì a un po' di tempo, quando il fuoco era quasi spento e il rumore del temporale si era fatto assordante, ecco il nostro uomo rizzarsi in piedi e avvicinarsi pian piano al fuoco, ravvivarlo un poco per illuminare debolmente la cascina, poi gettare un fascio di sterpi sotto la caldaia che fungeva da letto, e con un ramo resinoso dar loro fuoco. Poi tornò a sedersi sul suo giaciglio per godersi lo strano spettacolo, frutto del suo giuoco.

La vecchia si svegliò, starnutì per il fumo e, accertasi dell'inganno, balzò a terra con molta agilità, prese il sacco e chiamò aiuto. Una risata ironica fu la sola risposta.

Furibonda di essere stata burlata, la donna corse alla porta e, rovesciando il contenuto del sacco per terra (era pieno di grani di miglio), esclamò:

«passeranno tanti anni quanti sono i grani di miglio che getto a terra, prima che in questo alpe cresca ancora un filo d'erba, per punirvi della vostra malvagità!». Ciò detto, scomparve nella notte.

Alla mattina, svegliandosi, il casaro corse alla porta. Il temporale era cessato ed il sole splendeva in un cielo terso, illuminando un triste spettacolo. Tutto era franato, la mandra scomparsa, travolta con tutto ciò che di bello e di buono c'era sull'alpe, e lo sciagurato si accorse esterrefatto che le sue belle pasture non c'erano più.»

No.	Sigla, nome	Valore scientifico	Valore estetico	Valore ecologico	Valore culturale	Valore economico
1	GRgla001 Rocce montonate	1	0.25	0.5	0	0
2	GRflu001 Cono paraglaciale	1	0.88	0.25	0	0.25
3	GRgla003 Complesso di morene tardiglaciali	0.81	0.88	0.3	0	0
4	GRgla004 Blocco erratico	0.81	0.75	0.13	0.5	0.25
5	GRkar001 Arco	0.75	0.63	0	0.25	0.5
6	GRflu002 Gola	0.75	0.63	0	0	0.25
7	GRgla005 Lago di conca glaciale	0.75	0.63	0	0	0.25
8	GRgla002 Horn	0.69	0.88	0	0.25	0.25
9	GRkar003 Doline alluvionali	0.69	0.38	0.38	0	0
10	GRorg001 Palude	0.69	0.5	1	0	0
11	GRkar002 Rilievo residuale	0.63	0.88	0.5	0.5	0.5
12	GRflu003 Pianura alluvionale	0.56	0.75	1	1	0.5

Questo dibattito ha giocato un ruolo molto importante nell'adozione del *centesimo del paesaggio*: attraverso un contratto con l'Ufficio federale dell'ambiente (UFAM), i comuni che rinunciano a delle installazioni idroelettriche per delle ragioni paesaggistiche beneficiano di una sovvenzione di 0.01 centesimi per kWh di elettricità consumata (LONGET 2004, MAEDER 2004).

Attualmente, questa sovvenzione è accordata a diversi comuni grigionesi e vallesani (HUBER & BURGENER 2004, LONGET 2004).

Il dibattito legato alla costruzione di infrastrutture idroelettriche nella regione della Greina ha contribuito in maniera importante a far conoscere questa regione, che, attualmente, è sempre più frequentata dal punto di vista turistico.

Attualmente, due tendenze opposte convivono nella regione della Greina: da un lato, la frequentazione crescente della regione – con la proposta di corse speciali dei trasporti pubblici e l'ingrandimento delle capanne della regione – e, dall'altra, il progetto di creazione di un parco nazionale.

Rapporti tra geomorfologia e storia culturale

Il paesaggio geomorfologico della Greina non sembra aver giocato un ruolo particolare dal punto di vista spirituale. Una leggenda, riportata in maniera leggermente differente da Taddei (box 3.5) e da Keller (box 3.6), sembra invece dimostrare la dimensione simbolica che le comunità alpine attribuivano all'ambiente naturale. Questa leggenda racconta la maledizione di una strega che avrebbe provocato la trasformazione di un pascolo fertile in una terra sterile e potrebbe far riferimento alle difficoltà della pastorizia in questa regione minerale, ma anche a una frana che avrebbe distrutto un'alpe. Un'altra interpretazione potrebbe essere legata alla degradazione climatica della PEG (SCAPOZZA 2007).

Da un punto di vista storico, la geomorfologia particolare della Greina ha sicuramente contribuito a suscitare la curiosità dei primi naturalisti e ad attirare i primi turisti. La regione, nel suo insieme, è diventata un simbolo delle ultime aree alpine ancora poco influenzate dalle attività umane, da proteggere da ogni minaccia.

Da un punto di vista artistico, il paesaggio geomorfologico della Greina ha acquisito una certa importanza soprattutto a seguito della mobilitazione di diversi artisti a partire dagli anni '70. Da un punto di vista letterario, si può citare ad esempio il libro di Leo Tuor (TUOR 2008), mentre dal punto di vista artistico le opere di Bryan Cyril Thurston e di numerosi artisti locali. Ma la Greina ha anche esercitato un'attrazione importante su altre arti grafiche, come ad esempio la fotografia (vedi BUZZINI *et al.* 2008).

Tabella 3.7 – Risultati della selezione e della valutazione dei geomorfositi della regione della Greina.

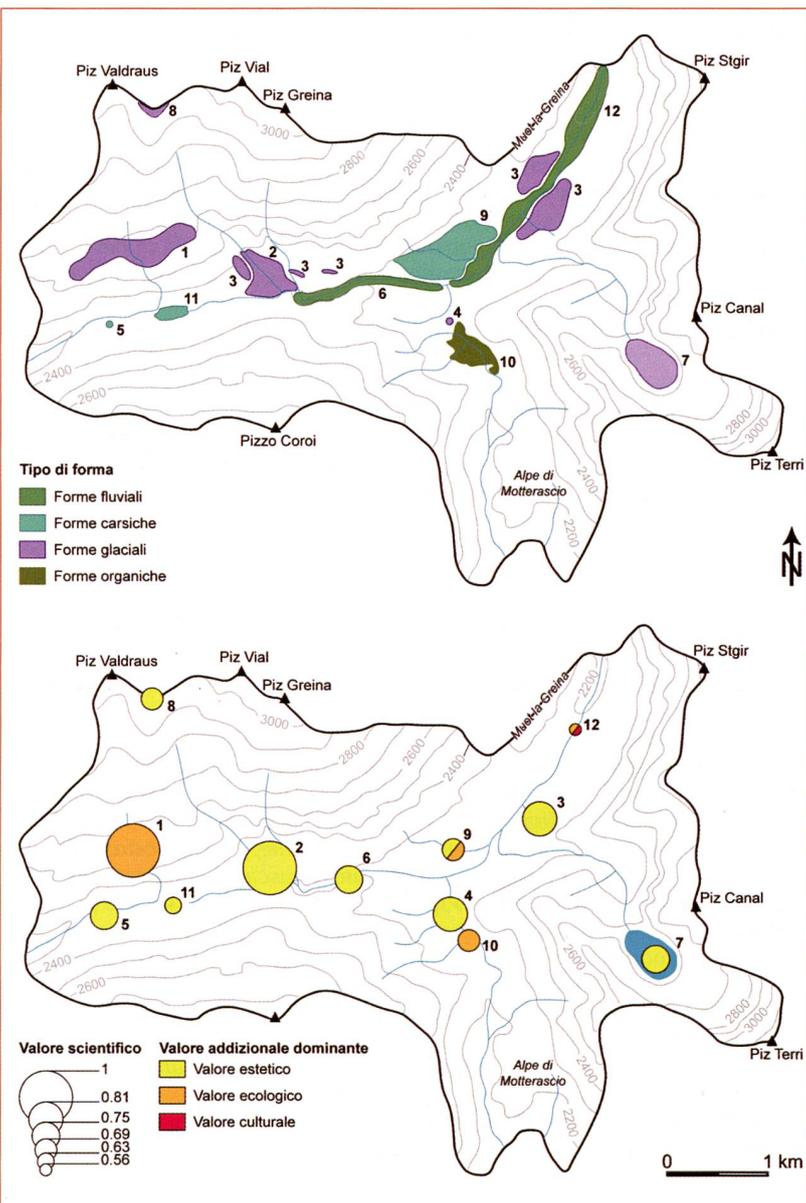


Figura 3.4 – Localizzazione, valore scientifico e valore aggiuntivo dominante dei geomorfositi della regione della Greina. I numeri si riferiscono alla tabella 3.7.

Box 3.7 – Caratteristiche peculiari dei geomorfositi della regione della Greina

• Forme glaciali

GRgla001 Rocce montonate

Questo geotopo comprende le rocce montonate che occupano una superficie di 800 m² circa nella regione dei Cogn dei Lavazz. Queste rocce presentano una tipica forma asimmetrica che ha permesso di ricostruire la direzione dei flussi di ghiaccio nella regione durante l'UMG.

GRgla002 Horn

Questo geotopo comprende la cima del Piz Gaglianera. Essa costituisce un bell'esempio di horn plasmato dall'erosione glaciale nelle rocce cristalline del Massiccio del Gottardo.

GRgla003 Complesso di morene tardiglaciali

Questo geotopo comprende le morene situate nella regione del Plaun la Greina e allo sbocco della valle del Gaglianera. Esse hanno permesso di compilare una sequenza di ritiro a livello regionale dei ghiacciai della Greina.

GRgla004 Blocco erratico

Questo geotopo comprende il più grande blocco erratico della regione di Crap la Crusch. Esso dimostra una diffluenza del Gletscher da Gaglianera verso la regione di Motterascio durante il Tardiglaciale.

GRgla005 Lago di conca glaciale

Questo geotopo comprende il lago che occupa la conca glaciale a nord-ovest del Piz Terri. Esso è rappresentativo dei processi di sovraescavazione glaciale e di sedimentazione lacustre, a causa della presenza di un piccolo delta.

• Forme fluviali

GRflu001 Cono paraglaciale

Questo geotopo comprende il cono di deiezione situato allo sbocco della valle del Gaglianera. Esso costituisce un esempio eccezionale dei processi di mobilizzazione, accumulazione ed erosione di sedimenti morenici da parte dei corsi d'acqua, e testimonia della presenza di una crisi morfogenetica paraglaciale tra la fine del Tardiglaciale e l'inizio dell'Olocene.

GRflu002 Gola

Questo geotopo comprende la gola del Rein da Sumvitg. Essa è rappresentativa dei processi di erosione fluviale passati e attuali e testimonia di un cambiamento del livello d'equilibrio del Rein da Sumvitg alla fine del Tardiglaciale.

GRflu003 Pianura alluvionale

Questo geotopo comprende la pianura alluvionale del Plaun la Greina. Si tratta di un esempio eccezionale di questo tipo di forma geomorfologica, che in Svizzera è stata spesso distrutta nel corso del XX secolo. Il Plaun la Greina presenta pure un valore ecologico e culturale notevole, a causa della presenza di habitat interessanti dal punto di vista ecologico e del suo ruolo nei dibattiti ecologici degli anni '60 e '70.

• Forme carsiche

GRkar001 Arco

Questo geotopo comprende l'arco nell'affioramento di dolomia cariata a nord-ovest del Passo della Greina. Si tratta di un esempio eccezionale di forma di dissoluzione carsica.

GRkar002 Rilievo residuale

Questo geotopo comprende l'affioramento di dolomia cariata situato a nord del Passo della Greina. Esso presenta delle forme di dissoluzione residuali, tra le quali un pinnacolo.

GRkar003 Doline alluvionali

Questo geotopo comprende le doline alluvionali situate sulla sponda sinistra del Rein da Sumvitg, a monte del Plaun la Greina. Esse sono rappresentative dei processi di dissoluzione della dolomia in profondità, all'origine dello sprofondamento del materiale morenico sovrastante.

• Forme organiche

GRorg001 Palude

Questo geotopo comprende la palude di Crap la Crusch. Essa è rappresentativa dei processi di riempimento delle conche glaciali all'origine delle paludi e costituisce un habitat interessante dal punto di vista ecologico.

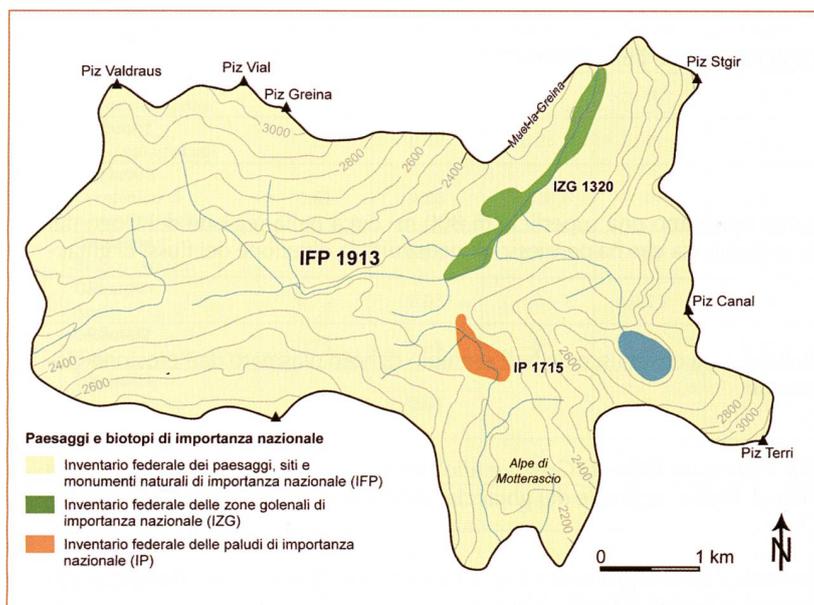


Figura 3.5 – Localizzazione dei paesaggi e dei biotopi di importanza nazionale.

Valore economico

Il paesaggio geomorfologico della Greina presenta una grande attrattiva dal punto di vista turistico ed è all'origine del profitto economico delle infrastrutture turistiche della regione, quali le capanne, le corse speciali dei trasporti pubblici, gli hotel e i ristoranti. I pernottamenti nelle capanne e i passeggeri delle corse speciali dei trasporti pubblici verso la regione della Greina sono fortemente aumentati nel corso degli ultimi anni, ciò che sembra dimostrare la frequentazione crescente della regione.

3.3.6 GEOMORFOSITI

All'interno del paesaggio geomorfologico della Greina sono stati selezionati 12 geomorfositi (tabella 3.7, box 3.7); essi comprendono forme glaciali (rocce montonate, un complesso di morene tardiglaciali, un blocco erratico, un lago di conca glaciale e un horn), forme fluviali (un cono paraglaciale, una gola e una pianura alluvionale), forme carsiche (un arco, un rilievo residuale e delle doline alluvionali) e una forma organica (una palude).

La maggioranza dei geomorfositi sono situati nelle zone meno elevate della regione (figura 3.4). Il loro valore scientifico è da medio a elevato, mentre l'importanza dei valori addizionali varia fortemente da un sito all'altro. Il valore estetico è spesso il valore addizionale dominante. La maggioranza dei geomorfositi presenta un valore ecologico da debole a nullo e solo la palude di Crap la Crusch e la pianura alluvionale del Plaun la Greina sono interessanti da questo punto di vista. Anche il valore culturale dei siti è in generale de-

bole: alcuni di essi (arco, rilievo residuale, horn) presentano un certo valore per aver ispirato alcuni artisti, ma solo il Plaun la Greina presenta un valore elevato. Infine, anche il valore economico dei geotopi selezionati risulta debole; solo ad alcuni di essi è stato attribuito un certo valore a causa del loro carattere spettacolare che contribuisce all'attrattiva turistica della regione. Alcune forme, come le rocce montonate di Crap la Crusch, presentano prevalentemente un interesse scientifico, mentre altre, quali il rilievo residuale presso il Passo della Greina o la pianura alluvionale del Plaun la Greina, presentano dei valori addizionali particolarmente importanti malgrado il loro valore scientifico più debole.

3.3.7 MISURE DI GESTIONE

La regione della Greina cumula diverse zone di protezione, a livello federale (figura 3.4), cantonale e comunale. A livello federale, la zona è compresa all'interno del perimetro dell'oggetto *Greina – Piz Medel*, iscritto all'Inventario federale dei paesaggi, siti e monumenti naturali di importanza nazionale, e delle Bandite federali di caccia *Pez Vial/Greina GR* (oggetto no. 22) e *Greina TI* (oggetto no. 24). La palude di Crap la Crusch è iscritta all'inventario federale delle paludi di importanza nazionale e la pianura alluvionale del Plaun la Greina all'Inventario federale delle zone golenali di importanza nazionale. A livello cantonale, il territorio ticinese è protetto in quanto *Zona di protezione del paesaggio*; diverse paludi nella regione dell'Alpe di Motterascio sono pure protette come *riserve naturali* (POGGIATI 2006). Il territorio grigionese è protetto come *Paesaggio d'importanza nazionale*; diverse paludi sono pure protette come *Paludi di importanza nazionale, regionale e locale*, e il gradino glaciale a valle del Plaun la Greina è protetto come *geotopo di importanza regionale*. L'iscrizione della regione della Greina nell'inventario dei geotopi di importanza nazionale è in corso di valutazione (vedi BERGER *et al.* 2008). Questo inventario non ha però ancora nessun valore legale.

Non esiste alcuna misura di valorizzazione diretta del patrimonio geomorfologico della regione della Greina. Esistono infatti diverse pubblicazioni a carattere divulgativo su questa regione (vedi ad esempio THURSTON *et al.* 1973, VALSECCHI 1998, SGS 2003), ma nessuna di esse tratta in maniera esaustiva di geomorfologia. Recentemente, sono anche stati realizzati due libri fotografici (DECUYPER & ANTOGNINI 2008, BUZZINI *et al.* 2008); il primo presenta le caratteristiche geologiche e geomorfologiche di diverse regioni ticinesi (tra cui la Greina) in maniera estremamente condensata, mentre il secondo è composto essenzialmente da fotografie.

3.4 CONCLUSIONI

La Valle di Blenio presenta un patrimonio geomorfologico interessante a diverse scale spaziali. Diverse regioni, come ad esempio quella del Lucomagno e quella della Greina, sono particolarmente interessanti perché possono essere considerate dei paesaggi geomorfologici nel loro insieme, all'interno dei quali è possibile selezionare dei geomorfositi di dimensioni più ridotte. Attualmente, il patrimonio geomorfologico della Valle di Blenio gode di misure di protezione indirette; nel futuro, la realizzazione di un inventario cantonale dei geotopi potrebbe essere all'origine di misure di protezione più specifiche. La crea-

zione del *Parc Adula*, infine, potrebbe introdurre uno statuto di protezione maggiore di quello attuale, soprattutto nella zona centrale del parco (cf. ORMO 2006).

Il patrimonio geomorfologico della Valle di Blenio presenta ancora un grande potenziale di valorizzazione. Le attività didattiche e turistiche potrebbero inserirsi bene nella strategia di sviluppo turistico sostenibile promossa da Blenio Turismo. La creazione del *Parc Adula* sarà pure determinante per quanto riguarda lo sviluppo futuro di queste attività.



Foto 3.19 – Veduta del Pizzo Colombe, sul versante destro della Valle di Santa Maria (foto G. Fontana).

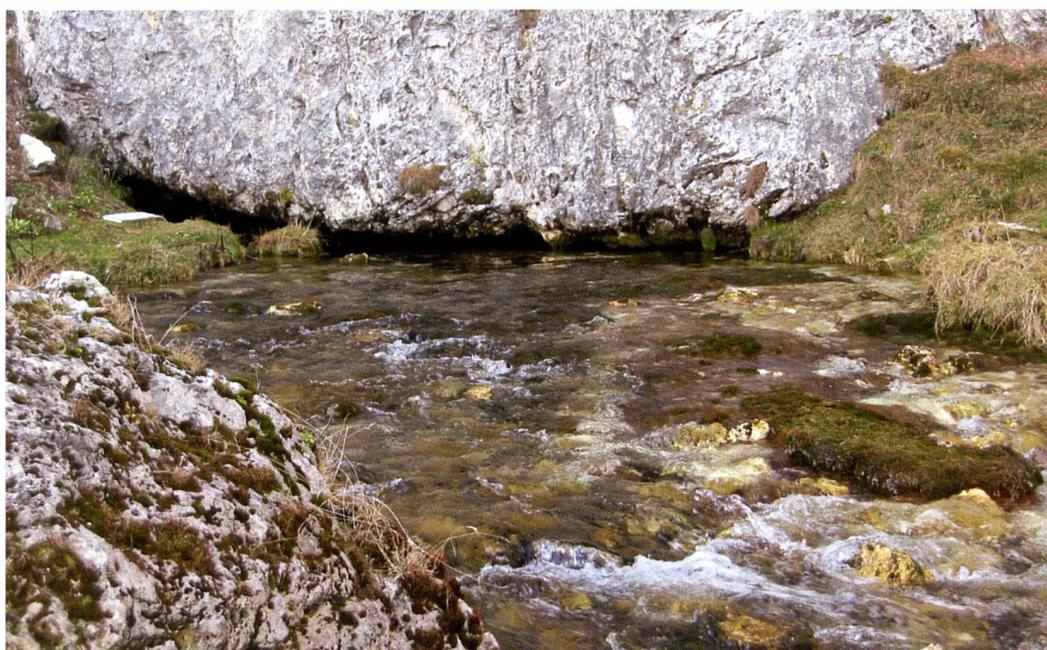


Foto 3.20 – La sorgente del Brenno all'Alpe Pertusio (Valle di Santa Maria). Con la sua portata media di 300 l/s, è una delle sorgenti più importanti del Cantone Ticino (foto C. Scapozza).

BIBLIOGRAFIA

- AELLEN M., KAPPENBERGER G., CASARTELLI G. (1995). Il ghiacciaio del Basòdino (Alpi Meridionali svizzere). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 18: 219-223.
- ALESSIO M., ALLEGRI L., BELLA F., BELLUOMINI G., CALDERONI G., CORTESI C., IMPROTA S., MANDRA L., OROMBELLI G. (1978). I depositi lacustri di Rovagnate, di Pontida e di Pianico in Lombardia: datazione con il C¹⁴. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 1: 131-137.
- AMBROSETTI-GIUDICI S., SCAPOZZA C. (2006). *Inventaire des géotopes géomorphologiques du Parc Adula*. Lausanne, Institut de Géographie (lavoro personale di ricerca, non pubblicato).
- AMMANN P. (1988). Ritrovamento di antichi legni nel sottosuolo di Tenero. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 76: 47-50.
- ANTOGNINI M., VOLPERS R. (2002). A Late Pleistocene Age for the Chironico rockslide (Central Alps, Ticino, Switzerland). *Bulletin of Applied Geology* 7: 113-125.
- ANTOGNINI M., SARTORI I., VESCOVI E., TINNER W. (2008). Flora e fauna pleistoceniche e oloceniche provenienti da un importante scavo a Paradiso (Palazzo Mantegazza). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 96: 11-18.
- ARGAND E. (1918). Die Tektonik des Val Blegno. *Ecolgae geologicae Helvetiae* 14: 685-686.
- ASSN (1999). Inventario dei geotopi di importanza nazionale. *Geologia Insubrica* 4: 25-48.
- BARONI C., CARTON A., SEPPI R. (2004). Distribution and behaviour of rock glaciers in the Adamello-Preanella massif (Italian Alps). *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 243-259.
- BARSCHE D. (1988). Rockglaciers. In Clark M.J. (ed.). *Advances in periglacial geomorphology*. Chichester, Wiley: 69-90.
- BARSCHE D. (1996). *Rockglaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments*. Berlin/Heidelberg, Springer.
- BAUMER A. (1964). *Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion in oberen Bleniotal. Geologie der Blenio-Kraftwerke*. Bern, Kümmerli & Frey, Beiträge zur Geologie der Schweiz No. 39.
- BEARTH B. (1991). *Greina. Elektrizitätswirtschaft im Zeichen des sich wandelnden Umweltbewusstseins*. Zürich, Philosophischen Fakultät (lavoro di diploma, non pubblicato).
- BEGERT M., SCHLEGER T., KIRCHHOFFER W. (2005). Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000. *International Journal of Climatology* 25: 65-80.
- BELLONI S., CARTON A., DRAMIS F., SMIRAGLIA C. (1993). Distribution of permafrost, glaciers and rock glaciers in the Italian mountains and correlation with climate: an attempt to synthesize. *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5-9 July 1993: 36-41.
- BENISTON M. (2005). Mountain climates and climatic change: an overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics* 162: 1587-1606.
- BENN D.I., LEHMKUHL F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International* 65/66: 15-29.
- BERGER A., MERCOLLI I. (2006). *Tectonic and petrographic map of the central Lepontine Alps, 1:100'000*. Bern, Federal Office of Topography – Swisstopo, Carta geologica speciale No. 127.
- BERGER A., MERCOLLI I., ENGI M. (2007). *Tectonic and petrographic map of the central Lepontine Alps, 1:100'000. Carta geologica speciale no. 127. Explanatory note*. Bern, Federal Office of Topography – Swisstopo o *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 85 (2005): 109-146.
- BERGER J.-P., REYNARD E., BISSIG G., COSTANDANCHE M., DUMAS J., FELBER M., HÄUSELMANN P., JEANNIN P.-Y., SCHNEIDER H. (2008). *Révision de la liste des géotopes d'importance nationale: rapport du groupe de travail 2006-2007*. Fribourg, Groupe de travail sur les géotopes en Suisse.
- BERSEZIO R., BUSSOLINI C., PAGANI F., VIVIANI C. (1999). The Pleistocene fluvio-glacial sediments of the lower Ticino valley. Stratigraphy, sedimentary features and relations with the hydrogeological properties from a gravel pit, south of Lake Verbano. *Geologia Insubrica* 4: 49-60.
- BINGGELI V. (1965). Der Blockstrom im Val Cadlimo. *Regio Basiliensis* 6: 149-155.
- BINI A. (1987). *L'apparato glaciale Würmiano di Como*. Università degli studi di Milano, Tesi di dottorato di ricerca.
- BINI A. (1997). Stratigraphy, chronology and paleogeography of Quaternary deposits of the area between the Ticino and Olona rivers (Italy – Switzerland). *Geologia Insubrica* 2: 21-46.
- BINI A., ZUCCOLI L. (2001). Geologia di sottosuolo della Valle Olona tra Malnate e Lonate Ceppino (Varese). *Geologia Insubrica* 6: 19-63.
- BINI A., CARIMATI R., POTENZA R., TESTA B., TORRICELLI S. (1989). Caratterizzazione petrografica dei depositi glaciali (Valle del Nose, Como). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 77: 187-197.
- BINI A., CITA M.B., GAETANI M. (1978). Southern Alpine lakes. Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment. *Marine Geology* 27: 271-288.
- BINI A., FELBER M., OPPIZZI P., DA ROLD O. (1992). La successione deltizia della Valle della Motta nella regione di Genestrerio-Coldrerio-Novazzano (Ticino meridionale): analisi sedimentologica e paleoambientale. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 80: 55-96.
- BINI A., FELBER M., POMICINO N., ZUCCOLI L. (1996). La massima estensione dei ghiacciai (MEG) nel territorio compreso tra il Lago di Como, il Lago Maggiore e le rispettive zone di anfiteatro. *Geologia Insubrica* 1: 65-77.
- BINI A., FELBER M., POMICINO N., ZUCCOLI L. (2001). *Geologia del Mendrisiotto (Canton Ticino, Svizzera): Messiniano, Pliocene e Quaternario*. Berna, Ufficio federale delle acque e della geologia, Rapporti dell'UFAEG – Serie Geologia, No. 1.

- BLANT M., MORETTI M., DELLA TOFFOLA R., PIERALLINI R. (2004). La fauna olocenica del Sud delle Alpi svizzere: chiroterri e mammiferi terrestri tra passato e presente (Grotta del Canalone, Monte Generoso, Ticino). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 92: 31-44.
- BLANT M., MORETTI M., TINNER W., DELLA TOFFOLA R. (2007). Nuove datazioni oloceniche di chiroterri rinvenuti presso la Grotta del Canalone (Monte Generoso, Cantone Ticino). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 95: 89-95.
- BOLLA G. (1931). *La storia di Olivone*. Bellinzona, Edizioni «La Scuola».
- BOLLA S. (1993). Immagini di un luogo non comune. In Bolla S., Fiorini S., Schacher L., Brenna G. (eds). *Olivone e i suoi dintorni. La scoperta delle Alpi bleniesi nell'iconografia e in un raro opuscolo di fine '800*. Bellinzona, Edizioni Casagrande: 107-128.
- BONA F. (2005). Il deposito pleistocenico della caverna generosa: ricostruzione paleoambientale basata sull'analisi dei micromammiferi. *Geologia Insubrica* 8: 11-18.
- BOSSARD L. (1925). Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio. *Eclogae geologicae Helveticae* 19: 504-521.
- BOUËT M. (1985). *Climat et météorologie de la Suisse romande*. Lausanne, Payot (2^{ème} édition).
- BRENNA G. (1994). *Guida delle Alpi Ticinesi – Volume 3. Dal Passo del San Gottardo al Pizzo di Claro*. Bellinzona, Club Alpino Svizzero.
- BROCCARD A. (1998). *Géomorphologie du Turtmanntal (Valais)*. Lausanne, Institut de Géographie (lavoro di diploma, non pubblicato).
- BROGGI M. F. (1997). La longue histoire du paysage. Une banalisation qui ne cesse de s'accroître depuis les années cinquante. In Pro Natura (ed.). *Manuel de protection de la nature en Suisse*. Lausanne, Delachaux et Niestlé: 45-57.
- BRONK RAMSEY C. (2001). Development of the Radiocarbon Program OxCal. *Radiocarbon* 43: 355-363.
- BRONK RAMSEY C. (2005). *OxCal Program v3.10*. University of Oxford, Radiocarbon Accelerator Unit.
- BUNDI M. (2004). Die Greina, ihre Geschichte, ihre Menschen. In SGS (ed). *La Greina und Flusslandschaften im Wallis*. Chur, Schweizerische Greina Stiftung: 14-24.
- BURGA C.A. (1988). Swiss vegetation history during the last 18'000 years. *New Phytologist* 110: 591-602.
- BURGA C., PERRET R. (1998). *Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter*. Thun, Ott Verlag.
- BURGA C.A., PERRET R., ZOLLER H. (2001). Swiss localities of early recognized Holocene climate oscillations – Characterisation and significance. *Vierteljahrsschrift Naturforschungs Gesellschaft Zürich* 146: 65-74.
- BUZZINI R., CRIVELLI G., LANFRANCONI T., LUBAN S., VOLKEN M., GRIZZI R., TUOR L. (2008). *Spazio/Raum/Spazi Greina*. Disentis, Desertina Verlag.
- CAILLEUX A., TRICART J. (1963). *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Paris, CDU, 2 tomes.
- CALDERONI G., GUGLIELMIN M., TELLINI C. (1998). Radiocarbon dating and postglacial evolution, Upper Valtellina and Livignese area (Sondrio, Central Italian Alps). *Permafrost and Periglacial Processes* 9: 275-284.
- CAMPANA B. (1989). *Un geologo parla del suo paese*. Bellinzona, Stato del Cantone Ticino.
- CARR S., COLEMAN C. (2007). An improved technique for the reconstruction of former glacier mass-balance and dynamics. *Geomorphology* 92: 76-90.
- CARRARO G., RAMPAZZI F. (2004). *Sentieri naturalistici del Lucomagno*. Olivone, Blenio Turismo.
- CASASOPRA S. (1939). Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina (Valle Riviera e Valle Leventina, Canton Ticino). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 19: 449-709.
- CASASOPRA S. (1942). Appunti di geologia del Ticino. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 37: 55-87.
- CESCHI R. (2004). Primi esploratori delle Alpi Ticinesi: Horace Bénédict de Saussure (1740-1799) e Hans Conrad Escher von der Linth (1767-1823). In CAS Bellinzona e Valli (ed). *Uomini, storie, montagne. 100 anni di immagini e testimonianze alpine*. Bellinzona, CAS Bellinzona e Valli: 16-21.
- CITA M.B., BINI A., CORSELLI C. (1990). Superfici di erosione messiniane: una ipotesi sull'origine dei laghi sud-alpini. In Barbanti L., Giussani C., De Bernardi R. (ed.). *Il Lago Maggiore dalla ricerca alla gestione. Documenti dell'Istituto Italiano di idrobiologia* 22: 33-54.
- COMMISSIONE GEOLOGICA SVIZZERA (1975). *Carta geologica generale della Svizzera, Foglio 7/Ticino*. 1:200'000.
- COTTI G., FELBER M., FOSSATI A., LUCCHINI G., STEIGER E., ZANON P.L. (1990). *Introduzione al paesaggio naturale del Cantone Ticino. Tomo primo: le componenti naturali*. Bellinzona, Dipartimento dell'Ambiente.
- COTTI G., FELBER M., FOSSATI A., LUCCHINI G., STEIGER E., ZANON P.L. (1991). *Introduzione al paesaggio naturale del Cantone Ticino. Tomo secondo: materiali per una bibliografia*. Bellinzona, Dipartimento dell'Ambiente.
- DA ROLD O. (1990). *L'apparato glaciale del Lago Maggiore, settore orientale*. Università degli studi di Milano, Tesi di dottorato di ricerca.
- DECUYPER H., ANTOGNINI M. (2008). *Magie di pietra*. Locarno, Armando Dadò.
- DELALOYE R., MORAND S. (1998). Les glaciers rocheux de la région d'Entremont (Alpes Valaisannes) : inventaire et analyse spatiale à l'aide d'un SIG. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich* 158: 75-86.
- DELALOYE R., MÉTRAILLER S., LUGON R. (2003). Evolution du pergélisol dans les complexes glaciers/glaciers rocheux des Beccs-de-Bosson et de Lona (Nax, St-Martin, VS). *Bulletin de la Murithienne* 121: 7-20.
- DELARZE R., GONSETH Y., GALLAND P. (1998). *Guide des milieux naturels de Suisse*. Lausanne, Delachaux & Niestlé.
- DE MARTONNE E. (1940). *Traité de géographie physique : Tome 1*. Paris, Armand Colin.
- DEUTSCH A. (1979). Serpentine und Rodingite der Cima Sgiu (NW Aduladecke, Ticino). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 59: 319-347.
- DORTHE-MONACHON C., SCHOENEICH P. (1993). Ligne d'équilibre des glaciers : le stade de référence 1850 dans les Alpes calcaires occidentales. *Geographica Helvetica* 48: 125-134.
- DRAMIS F., GIRAUDI C., GUGLIELMIN M. (2003). Rock glacier distribution and paleoclimate in Italy. *Proceedings of the 8th International Conference on*

- Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003: 199-204.
- EBERHARD M. (1992). Resti di piante fossili della torbiera di Coldrerio (Ticino meridionale). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 80: 105-114.
- ESCHER A., BEAUMONT C. (1997). Formation and evolution of basement nappes at crustal scale: geometric model based on the Western Alps. *Journal of Structural Geology* 19: 955-974.
- ESCHER A., HUNZIKER M., MARTHALER M., MASSON H., SARTORI M., STECK A. (1997). Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In Pfiffner O.A., Lehner P., Heitzmann P., Müller S., Steck A. (ed.). *Deep structure of the Swiss Alps: results of the NRP 20*. Basel, Birkhäuser Verlag: 205-221.
- EYLES N., EYLES C.H., MIALL A.D. (1983). Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology* 30: 393-410.
- EYLES N., CLARK B.M., CLAGUE J.J. (1987). Coarse-grained sediment gravity flow facies in a large supraglacial lake. *Sedimentology* 34: 193-216.
- FELBER M. (1993). *La storia geologica del tardo-terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera)*. Zurigo, Scuola Politecnica Federale, Tesi di dottorato No. 10'125.
- FELBER M. (2002). Geologia: tra profondi canyon e ghiacciai alpini. In Valle della Motta. Natura e storia, Numero speciale del *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* e di *Geologia Insubrica*: 15-30.
- FELBER M., BINI A. (1997). Seismic survey in alpine and prealpine valleys of Ticino (Switzerland): evidences of a late-tertiary fluvial origin. *Geologia Insubrica* 2: 46-67.
- FELBER M., FREI W., HEITZMANN P. (1991a). Il canyon sepolto di età messiniana nella regione di Novazzano (Ticino meridionale, Svizzera). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 79: 11-23.
- FELBER M., FREI W., HEITZMANN P. (1991b). Seismic evidence of pre-Pliocene valley formation near Novazzano (Ticino, Switzerland). *Eclogae geologicae Helvetiae* 84: 753-761.
- FELBER M., BINI A., HEITZMANN P., FREI W. (1994). Evidenze sismiche di valli sepolte nel Mendrisiotto e nel Piano di Magadino (Ticino, Svizzera). Proceedings of Symposium « CROP – Alpi Centrali », Sondrio, 20-22 October 1993, *Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria* 2: 103-133.
- FIORINI S. (1993). La nascita del turismo a Olivone. In Bolla S., Fiorini S., Schacher L., Brenna G. (eds). *Olivone e i suoi dintorni. La scoperta delle Alpi bleniesi nell'iconografia e in un raro opuscolo di fine '800*. Bellinzona, Edizioni Casagrande: 71-76.
- FLORINETH D., SCHLÜCHTER C. (1998). Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. *Eclogae geologicae Helvetiae* 91: 391-407.
- FLORINETH D., SCHLÜCHTER C. (2000). Alpine evidence for Atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary research* 54: 295-308.
- FOCARILE A. (1991). Reperti sub-fossili di coleotteri in sedimenti lacustro-palustri post-glaciali presso Morbio Inferiore (Ticino meridionale, Svizzera) e considerazioni paleo-ambientali. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 79: 171-182.
- FONTANA G. (2006). *Valorisation géomorphologique de la région du Lucomagno à travers la création d'un itinéraire didactique basé sur un inventaire de géotopes*. Lausanne, Institut de Géographie (lavoro personale di ricerca, non pubblicato).
- FONTANA G. (2008). *Analyse et propositions de valorisation d'un paysage géomorphologique. Le cas de la Greina*. Lausanne, Institut de Géographie (lavoro di diploma pubblicato su <http://doc.rero.ch/record/8798?ln=fr>).
- FONTANA G. (2009). *La gestion du patrimoine géologique dans les parcs d'importance nationale en Suisse*. Lausanne, Institut de Géographie (rapporto di ricerca in preparazione).
- FONTANA G., REYNARD E. (2009). A survey on the state of geoheritage management in natural parks in Switzerland. *Actes du colloque international « Géomorphosites 2009 : imagerie, inventaire, mise en valeur et vulgarisation du patrimoine géomorphologique »*, Paris, 10-12 juin 2009 (in stampa).
- FONTANA G., SCAPOZZA C. (2008). Il patrimonio geomorfologico tra ricerca scientifica, protezione e valorizzazione. Esempi dalla Valle di Blenio. *GEA paesaggi territori geografie* 24: 23-28.
- FONTANA G., SCAPOZZA C., REYNARD E. (2008a). Lateglacial glacier evolution of the Greina region (Central Swiss Alps). *6th Swiss Geoscience Meeting, Lugano, 21st – 23rd November 2008*, Abstract Volume 6.8: 182-183.
- FONTANA G., SCAPOZZA C., REYNARD E. (2008b). Geomorphological map of the Greina region (Central Swiss Alps). *6th Swiss Geoscience Meeting, Lugano, Switzerland, 21-23 November 2008*, Abstract volume 6.9: 183-184.
- FRAUENFELDER R. (1997). *Permafrostuntersuchungen mit GIS. Eine Studie im Fletschhorngebiet*. Zürich, Geographisches Institut (lavoro di diploma, non pubblicato).
- FRAUENFELDER R., KÄÄB A. (2000). Towards a paleoclimatic model of rock glacier formation in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology* 31: 281-286.
- FRAUENFELDER R., HAEBERLI W., HOELZLE M., MAISCH M. (2001). Using relict rock-glaciers in GIS-based modelling to reconstruct Younger Dryas permafrost distribution patterns in the Err-Julier area, Swiss Alps. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 55: 195-202.
- FRENCH H.M. (1996). *The periglacial environment*. London, Longman (2nd edition).
- FREY J.D. (1967). *Geologie des Greinagebietes (Val Camadra, Valle Cavalasca, Val di Larcio, Passo della Greina)*. Bern, Kümmerli & Frei, Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz No. 131.
- FREY M., TROMMSDORFF V., WENK E. (1980). Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso – a review. *Eclogae geologicae Helvetiae* 73: 527-546.
- FRISCHKNECHT G., JENNY H., KOPP J. (1923). *Geologische Karte der Adula. 1:50'000*. Bern, Landeshydrologie und -geologie, Geologische Spezialkarte No. 104.
- GAUSSEN H.-M., BAGNOULS F. (1953). *Saison sèche et indice xéothermique*. Université de Toulouse, Faculté des Sciences.
- GIRAUDI C. (2002). Rock glacier tardo pleistocenici ed olocenici dell'Appennino – Età, distribuzione, significato paleoclimatico. *Il Quaternario* 15: 45-52.

- GIRAUDI C., FREZZOTTI M. (1997). Late Pleistocene glacial events in the Central Apennine, Italy. *Quaternary Research* 483: 280-290.
- GLETSCHERBERICHTE (1881-2008). *Die Gletscher der Schweizer Alpen*. Jahrbücher der Expertenkommission für Kryosphärenmessnetze der Akademie der Naturwissenschaften Schweiz (SCNAT) herausgegeben seit 1964 durch die Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH Zürich. No. 1-124, (<http://glaziology.ethz.ch/swiss-glaciers/>).
- GOLAZ F. (1995). *Le Val de Moiry (Valais): morphologie glaciaire, périglaciaire et essai de reconstitution paléogéographique des stades glaciaires*. Lausanne, Institut de Géographie. Travaux et Recherches 13: 1-144.
- GRANDGIRARD V. (1997). *Géomorphologie, protection de la nature et gestion du paysage*. Fribourg, Institut de Géographie (tesi di dottorato, non pubblicata).
- GRAY M. (2004). *Geodiversity. Valuing and conserving abiotic nature*. Chichester, Wiley.
- GROSS G., KERSCHNER H., PATZELT G. (1977). Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 12: 223-251.
- GROSSI P. (1987). *Va sentiero*. Bellinzona, Unione di Banche Svizzere.
- GROVE J.M., SWITSUR R. (1994). Glacial geological evidence for the Medieval Warm Period. *Climatic Change* 26: 143-169.
- GRUPPO DI LAVORO PER I GEOTIPI IN SVIZZERA (2007). *Geoparchi in Svizzera. Un rapporto strategico*. Berna, «Platform Geosciences» dell'Accademia svizzera delle Scienze naturali.
- GUGLIELMIN M., SILETTO G.B. (2000). *Carta della criosfera*. Regione Lombardia, Direzione Generale Territorio ed Edilizia Residenziale.
- GUODONG C., DRAMIS F. (1992). Distribution of mountain permafrost and climate. *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 83-91.
- HAEBERLI W. (1983). Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps – today and in the past. *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 17-22 July 1983: 415-420.
- HAEBERLI W. (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich* 77.
- HAEBERLI W., PENZ U. (1985). An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21: 351-361.
- HAEBERLI W., KÄÄB A., WAGNER S., VONDER MÜHLL D., GEISSLER P., HAAS J.N., GLATZEL-MATTHEIER H., WAGENBACH D. (1999). Pollen analysis and ¹⁴C age of moss remains in a permafrost core recovered from the active rock glacier Murtèl-Corvatsch, Swiss Alps: geomorphological and glaciological implications. *Journal of Glaciology* 43: 1-8.
- HANTKE R. (1983). *Eiszeitalter. Die jüngste Erdschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Band 3: Westliche Ostalpen mit ihrem bayerischen Vorland bis zum Inn-Durchbruch und Südalpen zwischen Dolomiten und Mont-Blanc*. Thun, Ott Verlag.
- HARRIS S.A. (1986). *The permafrost environment*. London/Sydney, Croom Helm.
- HEITZMANN P. (1988). La struttura profonda delle Alpi. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 76: 109-121.
- HEITZMANN P., LEHNER P., MÜLLER S., PFIFFNER O., STECK A. (1997). *Deep geological structure of the Swiss Alps – Results of the National Research Program 20 (NRP20)*. Basel, Birkhäuser Verlag.
- HEZNER L. (1909). Der peridotit von Loderio (Kt. Tesin). *Vierteljahrsschrift der naturforschenden Gesellschaft Zürich*: 245-260.
- HINDERER M. (2001). Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake filling and modern river loads. *Geodinamica Acta* 14: 231-263.
- HOLZMANN C., LAMBIEL C., PHILLIPS M., REYNARD E. (2006). *Légende géomorphologique de l'IGUL*. Lausanne, Institut de Géographie (<http://www.unil.ch/igul/page19238.html>).
- HÜBER K., BURGNER T. (2004). Alpine Flusslandschaften im öffentlichen Interesse. In SGS (ed). *La Greina und Flusslandschaften im Wallis*. Chur, Schweizerische Greina Stiftung: VIII-XI.
- IMHOF M. (1996) Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland). *Permafrost and Periglacial Processes* 7: 267-280.
- IVY-OCHS S., SCHLÜCHTER C., KUBIK P.W., SYNAL H.-A., BEER J., KERSCHNER H. (1996). The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ¹⁰Be, ²⁶Al and ³⁶Cl. *Eclogae geologicae Helveticae* 89:1049-1063.
- IVY-OCHS S., SCHÄFER J., KUBIK P.W., SYNAL H.-A., SCHLÜCHTER C. (2004). Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae geologicae Helveticae* 97: 47-55.
- IVY-OCHS S., KERSCHNER H., KUBIK P.W., SCHLÜCHTER C. (2006). Glacier response in the European Alps to Einrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science* 21: 115-130.
- IVY-OCHS S., KERSCHNER H., SCHLÜCHTER C. (2007). Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: the Alpine perspective. *Quaternary International* 164/165: 53-63.
- IVY-OCHS S., KOBER F., KUBIK P.W., SCHLÜCHTER C. (2008). Exposure dating of the Chironico landslide, Leventina, Switzerland. *6th Swiss Geoscience Meeting, Lugano, 21st – 23rd November 2008*, Abstract Volume 5.8: 154.
- JÄCKLI H. (1962). Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. *Eclogae geologicae Helveticae* 55: 285-294.
- JENNY H., FRISCHKNECHT G., KOPP J. (1923). *Geologie der Adula*. Bern, Francke, Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz.
- JORDAN P., HIPPEL R., REYNARD E. (2004). La protection des géotopes et la création de géoparcs en Suisse. In Reynard E., Pralong J.-P. (eds). *Paysages géomorphologiques*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches 27: 51-160.
- JUNG W. (1963). Die mesozoischen Sedimente am Südoststrand des Gotthard-Massivs (zwischen Plaun la Greina and Versam). *Eclogae geologicae Helveticae* 56: 653-754.
- KELLER F. (1968). *Mineralparagenesen und Geologie der Campo Tencia – Pizzo Forno – Gebirgsgruppe*. Bern, Kümmerly & Frey, Beiträge zur Geologische Karte der Schweiz No. 71.
- KELLER O. (1988). Altere spätwürmzeitliche Gletscher-

- vorstosse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). Geographisches Institut der Universität Zürich, *Physische Geographie* 27: 1-241.
- KELLER W. (1949). L'alpe della Greina. In Bovini D., Bottani S., Petroli A., Ritter R., Zambelloni F. (1993) (eds). *Il meraviglioso. Leggende, fiabe e favole ticinesi. Vol. 4 Bellinzonese e Tre Valli*. Locarno, Armando Dadò Editore: 146-147.
- KELLER O., KRAYSS E. (1993). The Rhine-Linth glacier in the upper Würm: a model of the last alpine glaciation. *Quaternary International* 18: 15-27.
- KERSCHNER H. (1976). Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen). *Geographischer Jahresbericht aus Österreich* 36: 26-49.
- KERSCHNER H. (1985). Quantitative paleoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21: 363-369.
- KERSCHNER H. (1990). Methoden der Schneegrenzbestimmung. In Liedtke H. (ed.). *Eiszeit-Forschung*. Darmstadt, Wissenschaftliche Buchgesellschaft: 299-311.
- KERSCHNER H., IVY-OCHS S. (2008). Palaeoclimate from glaciers: examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change* 60: 58-71.
- KERSCHNER H., IVY-OCHS S., SCHLÜCHTER C. (1999). Paleoclimatic interpretation of the early late-glacial glacier in the Gschnitz valley, Central Alps, Austria. *Annals of Glaciology* 28: 135-140.
- KERSCHNER H., KASER G., SAILER R. (2000). Alpine Younger Dryas as paleo-precipitation gauges. *Annals of Glaciology* 31: 80-84.
- KING C.A. (1966). *Techniques in geomorphology*. London, Arnold.
- KOEPEL H.-D., SCHMITT H.-M., LEISER F. (1991). *Le paysage sous pression. Transformations du paysage suisse : chiffres et interdépendances*. Berne, Office fédéral de l'aménagement du territoire et Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage.
- KOEPEL V., GÜNTHER A., GRÜNENFELDER M. (1980). Patterns of U-Pb zircon and monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 61: 97-119.
- KREBS E. (1986). Contro l'invaso elettrico della Greina. *Il nostro paese* 175: 323-328.
- LABARTH T., DECROUEZ D. (1997). *Géologie de la Suisse*. Lausanne, Delachaux & Niestlé.
- LAMBIEL C. (1999). *Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence (Valais)*. Lausanne, Institut de Géographie (lavoro di diploma, non pubblicato).
- LAMBIEL C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches 33: 1-260.
- LAMBIEL C., REYNARD E. (2001). Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on a rock glacier inventory in the Bagnes – Hérémence area (Western Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift* 55: 219-223.
- LAMBIEL C., REYNARD E. (2003). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). In Maisch M., Vonder Mühl D., Monbaron M. (ed.). *Entwicklungs-tendenzen und Zukunftsperspektiven in der Geomorphologie. Physische Geographie* 4: 91-104.
- LAMBIEL C., REYNARD E., CHESEAUX G., LUGON R. (2004). Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarminne (Arolla, Evolène, VS). *Bulletin de la Murithienne* 122: 89-102.
- LAVIZZARI L. (1988). *Escursioni nel Cantone Ticino*. Locarno, Dadò (edizione originale del 1863).
- LEIMBACHER J. (2001). *Inventaires fédéraux. Importance des inventaires fédéraux de protection de la nature et du paysage et leur application dans l'aménagement du territoire*. Berne, Association suisse pour l'aménagement national.
- LICHTENECKER N. (1938). Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. In Göttinger G. (ed.). *Verhandlungen der III Internationalen Quartär-Konferenz, Wien, September 1936*. Wien, INQUA: 141-147.
- LODETTI F., HOHL A., ANTOGNINI M. (2005). Nota breve sul rinvenimento di frammenti di legno in due sondaggi geotecnici presso Biasca e Riazino. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 93: 91-95.
- LONGET R. (2004). Protection du paysage et ressources hydrauliques. Résumé – Un pas vers le développement durable. In SGS (ed.). *La Greina und Flusslandschaften im Wallis*. Chur, Schweizerische Greina Stiftung: XX-XXIII.
- LUGON R., DELALOYE R., SERRANO E., REYNARD E., LAMBIEL C., GONZÁLEZ-TRUEBA J.J. (2004). Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 207-220.
- MAEDER H. (2004). Die Greina – ein Symbol. In SGS (ed.). *La Greina und Flusslandschaften im Wallis*. Chur, Schweizerische Greina Stiftung: XXVI-XXX.
- MAGGI V. (1991). Analisi sedimentologica della ex-cava Lavio di Arogno (Ticino meridionale): un esempio di riempimento di un bacino proglaciale. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 79: 49-66.
- MAISCH M. (1981). Glazialmorphologische und Gletschergeschichtliche Untersuchungen im gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). Geographisches Institut der Universität Zürich, *Physische Geographie* 3: 1-215.
- MAISCH M. (1982). Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica* 37: 93-104.
- MAISCH M. (1987). Zur Gletschergeschichte des alpinen Spätglazials: Analyse und Interpretation von Schneegrenzdaten. *Geographica Helvetica* 42: 63-71.
- MAISCH M. (1992). Die Gletscher Graubündens. Geographisches Institut der Universität Zürich, *Physische Geographie* 33: 2 vol.
- MANNONI T., PFEIFER H.-R., SEERNELS V. (1987). Giacimenti e cave di pietra ollare nelle Alpi. In Museo Civico archeologico « Giovia » (ed.). *La pietra ollare dalla preistoria all'età moderna*. Como, New Press: 7-45.
- MARTHALER M. (2001). *Le Cervin est-il africain ?* Lausanne, L.E.P. Loisirs et Pédagogie.
- MAXELON M., MANCKTELOW N.S. (2005). Three-dimensional geometry and tectonostratigraphy of the Pen-

- nine zone, Central Alps, Switzerland and Northern Italy. *Earth-Science Reviews* 71: 171-227.
- MERZ C. (1989). L'intrusif Medel-Cristallina (massif du Gothard oriental). Partie 1: déformations alpines et relations socle-couverture. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 69: 55-71.
- MIALL A.D. (1977). A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews* 13: 1-62.
- MIALL A.D. (1978). Lithofacies types and vertical profile model in braided river deposits: a summary. In Miall A.D. (ed.). *Fluvial sedimentology. Memoir of the Canadian Society of Petroleum Geologists* 5: 597-604.
- MILNES A.G. (1974). Structure of the Pennine Zone (Central Alps): a new working hypothesis. *Bulletin of the Geological Society of America* 85: 1727-1732.
- MONNIER S. (2004). Identification, caractérisation et distribution spatiale des glaciers rocheux dans la haute vallée de l'Arc (Alpes françaises du Nord). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 2/2004: 139-156.
- MONNIER S. (2006). *Les glaciers rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise*. Université Paris XII, Thèse de doctorat.
- MORAND S. (2000). Inventaire des glaciers rocheux du Val d'Arolla (Valais, Suisse) – problématique des dangers naturels en zone périglaciaire. In Hegg C., Vonder Mühll D. (Hrsg.). *Beiträge zur Geomorphologie. Proceedings der Fachtagung der Schweizerische Geomorphologischen Gesellschaft vom 8.-10. Juli 1999 in Bramois (Kt. Wallis)*. Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt WSL: 107-112.
- MORTARA G., OROMBELLI G., PELFINI M., TELLINI C. (1992). Suoli e suoli sepolti olocenici per la datazione di eventi geomorfologici in ambiente alpino: alcuni esempi tratti da indagini preliminari in Val d'Aosta. *Il Quaternario* 52: 135-146.
- MÜLLER H.J. (1972). Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Vorderrhein- und Lukmaniergebiet. *Flora* 161: 333-382.
- MÜLLER I. (1974). *Pater Placidus Spescha 1752-1833: Ein Forschleben im Rahmen der Zeitgeschichte*. Disentis, Disertina Verlag.
- NAGEL T., DE CAPITANI C., FREY M., FROITZHEIM N., STÜNITZ H., SCHMID S.M. (2002). Structural and metamorphic evolution during rapid exhumation in the Lepontine dome (southern Simano and Adula nappes, Central Alps, Switzerland). *Eclogae geologicae Helveticae* 95: 301-321.
- NÄGELI H. (1920). Die postglazial-prähistorischen Biaschhina-bergstürze. *Vierteljahresschrift der naturforschenden Gesellschaft Zürich* 65: 1-58.
- NIESSEN F., KELTS K. (1989). The deglaciation and Holocene sedimentary evolution of southern perialpine Lake Lugano – implications for Alpine paleoclimate. *Eclogae geologicae Helveticae* 82: 235-263.
- NIGGLI P., PREISWERK H., GRÜTTER O., BOSSARD L., KÜNDIG E. (1936). *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenioal*. Bern, Stämpfli & Cie, Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz No. 71.
- OBERHÄNSLI R. (1973). *Geologische und Petrographische Untersuchung der Carbonate zwischen Val Cresciano und Val Pontirone und der umliegende Gesteine*. Zürich, ETHZ (lavoro di diploma, non pubblicato).
- OCC (2007). *Les changements climatiques et la Suisse en 2050*. Berne, Organe consultatif sur les changements climatiques.
- OPCA (2003). *Evaluation de l'Inventaire fédéral des paysages, sites et monuments naturels d'importance nationale*. Berne, Organe parlementaire de contrôle de l'administration.
- OPPIZZI P. (1988). Ritrovamenti di frammenti di legno in una perforazione sul territorio del comune di Gudo. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 76: 51-53.
- ORMO (2006). *Parc Adula. Uno spazio di vita alpino*. Grono, Organizzazione Regionale del Moesano.
- OROMBELLI G. (1974). Alcune date C¹⁴ per il Quaternario lombardo. *Studi Tridentini di Scienze Naturali* 51: 125-127.
- OROMBELLI G. (1983a). I depositi würmiani del comasco. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 6: 174-175.
- OROMBELLI G. (1983b). Il Pleistocene Superiore in Italia: i depositi glaciali. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 6: 179-180.
- PANIZZA M. (2001). Geomorphosites: concepts, methods and examples of geomorphological survey. *Chinese Science Bulletin* 46: 4-6.
- PANIZZA M., PIACENTE S. (2003). *Geomorfologia culturale*. Bologna, Pitagora Editrice.
- PASQUIER F. (1974). Les dépôts du retrait würmien dans le Malcantone méridional (Tessin). *Eclogae geologicae Helveticae* 67: 225-233.
- PELEGRINI M. (1973). Materiali per una storia del clima nelle Alpi Lombarde durante gli ultimi cinque secoli. *Archivio Storico Ticinese* 55/56: 133-278.
- PENCK A., BRÜCKNER E. (1909). *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig, Tautschnig.
- PFEIFER H.-R. (1989). Wenig bekannte Beispiele von ehemaliger Lavez-Ausbeutung in den südlichen Alpentälern. *Minaria Helvetica* 9: 8-54.
- PFEIFER H.-R., SEERNELS V. (1986). Inventaire des gisements de pierre ollaire au Tessin et dans les régions voisines: aspects minéralogiques et miniers. In Minazzoli T., Quadri N. (red.). *2000 anni di pietra ollare*. Bellinzona, Dipartimento dell'Ambiente del Cantone Ticino: 147-235.
- PHILLIPS M., REYNARD E. (1996). Influence régionale du climat et de la morphologie sur la distribution du permafrost. *Ukpik, Rapports de recherche de l'Institut de Géographie, Université de Fribourg* 8: 197-206.
- POGGIATI P. (2006). Le aree protette come indicatore di qualità territoriale. *Dati statistiche e società*, 6(1): 8-11.
- PREISWERK H., BOSSARD L., GRÜTTER O., NIGGLI P., KÜNDIG E., AMBÜHL E. (1934). *Carta geologica delle Alpi Ticinesi fra Valle Maggia e Valle di Blenio. 1:50'000*. Berna, Commissione Geologica Svizzera, Carta geologica speciale No. 116.
- PREUSSER F. (2004). Toward a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. *Boreas* 33: 195-210.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G., BARD E., et al. (2004). IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46: 1029-1058.
- RENNER F. (1982). Beiträge zur Gletscher-Geschichte

- des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen hölzernen. Geographisches Institut der Universität Zürich, *Physische Geographie* 8: 1-182.
- REYNARD E. (2003). Öffentliche Politik, Eigentumsverhältnisse und Schutz von geomorphologischen Geotopen. In Jordan P., Heinz R., Heitzmann P., Hipp R., Imper D. (eds). Geotope – wie schützen / Geotope – wie nutzen. *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 31: 94-101.
- REYNARD E. (2004a). Protecting stones: conservation of erratic blocks in Switzerland. In Prikryl R. (ed.). *Dimension Stone 2004. New perspectives for a Traditional Building Material*. Prague, Balkema Publishers: 3-7.
- REYNARD E. (2004b). Géotopes, géomorphosites et paysages géomorphologiques. In Reynard E., Pralong J.-P. (eds.). *Paysages géomorphologiques*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches 27: 121-136.
- REYNARD E. (2005a). Paysage et géomorphologie : quelques réflexions sur leurs relations réciproques. In Droz Y., Miéville-Ott V. (eds.). *La polyphonie du paysage*. Lausanne, Presses polytechniques et universitaires romandes: 101-124.
- REYNARD (2005b). Géomorphosites et paysages. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3: 181-188.
- REYNARD E. (2007). Le patrimoine naturel de Savièse. In Fondation Bretz Héritier (ed.). *Patrimoine saviésan : inventaire, acteurs et enjeux*. Savièse, Editions de la Chervignine: 63-76.
- REYNARD E., GENTIZON C. (2004). Les instruments de protection du paysage en Suisse : état des lieux. In Reynard E., Pralong J.-P. (eds). *Paysages géomorphologiques*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches 27: 95-109.
- REYNARD E., GUEX D., HOLZMANN C. (2001). La géomorphologie, une science méconnue. *Nature et patrimoine en Pays de Savoie* 4: 22-25.
- REYNARD E., LAMBIEL C., DELALOYE R., DEVAUD G., BARON L., CHAPPELLIER D., MARESCOT L., MONNET R. (2003). Glacier/permafrost relationship in forefields of small glaciers (Swiss Alps). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003: 947-952.
- REYNARD E., FONTANA G., KOZLIK L., SCAPOZZA C. (2007). A method for assessing « scientific » and « additional values » of geomorphosites. *Geographica Helvetica* 62(3): 148-158.
- REYNARD E., CORATZA P., REGOLINI-BISSIG G. (eds.) (2009). *Geomorphosites*. München, Pfeil.
- RIVA E. (2006). *Ghiacciai ticinesi. Il sussurro degli ultimi cinquanta*. Bellinzona, Salvioni Edizioni.
- ROSSI S., ALBERTI F., FELBER M., BINI A. (1991). Evidenze di fluttuazioni glaciali würmiane nella bassa valle della Breggia (Cernobbio, Como). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 79: 25-47.
- RÜTTI R. (2001). Tectono-metamorphic evolution of the Simano-Adula nappe boundary, Central Alps, Switzerland. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 81, 115-129.
- RÜTTI R. (2003). *The tectono-metamorphic evolution of the northwestern Simano Nappe (Central Alps, Switzerland)*. Swiss Federal Institute of Technology Zurich, Diss. ETH No. 15'149.
- RÜTTI R., MAXELON M., MANCKTELOW N.S. (2005). Structure and kinematics of the northern Simano Nappe, Central Alps, Switzerland. *Eclogae geologicae Helvetiae* 98: 63-81.
- SAILER R., KERSCHNER H. (1999). Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. *Annals of glaciology* 28: 141-145.
- SAILER R., KERSCHNER H., HELLER A. (1999). Three-dimensional reconstruction of Younger Dryas glaciers with a raster-based GIS. *Glacial Geology and Geomorphology* 1999/rp01 (<http://ggg.qub.ac.uk/ggg/>).
- SARGENTI W. (1965). *Geografia del Cantone Ticino. II. Quaderni per lo studio del rilievo*. Bellinzona, Dipartimento dell'Educazione del cantone Ticino.
- SCAPOZZA C. (sottomesso). Il modello regionale della linea di equilibrio dei ghiacciai per lo stadio di riferimento 1850 nelle Alpi Ticinesi orientali (Svizzera). *Geologia Insubrica*.
- SCAPOZZA C. (2005). L'industria della pietra ollare in Alta Valle di Blenio. *Vivere la Montagna* 19: 36-39 e *Voce di Blenio* (Novembre 2004): 9.
- SCAPOZZA C. (2007). Glaciers et légendes alpines, In Morard S., Scapozza C., Delaloye R., Reynard E., *Géomorphologie de la Montagne*, Fribourg - Lausanne, Institut de Géographie - Société Suisse de Géomorphologie (disponibile su <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/ssgmfiches/glacier/2501.php>).
- SCAPOZZA C. (2008). *Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales*. Lausanne, Institut de Géographie (lavoro di diploma pubblicato su <http://doc.rero.ch/record/8799?ln=fr>).
- SCAPOZZA C. (2009a). Valorisation patrimoniale de l'industrie de la pierre ollaire du Val Blenio (Tessin, Suisse). *Minaria Helvetica*, in stampa.
- SCAPOZZA C. (2009b). Contributo dei metodi termici alla prospezione del permafrost montano: esempi dal massiccio della Cima di Gana Bianca (Val Blenio, Svizzera). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 97: 55-66.
- SCAPOZZA C., ANTOGNINI M. (2009). Nota breve sul ritrovamento di antichi legni alla base del fronte del rock glacier di Piancabella (Valle di Blenio, Ticino). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 97: 78-80.
- SCAPOZZA C., REYNARD E. (2007). Rock glaciers e limite inferiore del permafrost discontinuo tra la Cima di Gana Bianca e la Cima di Piancabella (Val Blenio, TI). *Geologia Insubrica* 10(2): 29-40.
- SCAPOZZA C., FONTANA G., GEX P. (2007). *Etude par les méthodes audio-magnétotellurique et TDEM du remplissage quaternaire du bas Val Blenio (Tessin septentrional)*. Lausanne, Institut de Géographie et Institut de Géophysique (rapporto non pubblicato).
- SCAPOZZA C., LAMBIEL C., REYNARD E., ANTOGNINI M., SCHOENEICH P. (2008a). ¹⁴C age of fossil wood remains buried by an inactive rockglacier, upper Ticino area (southern Swiss Alps). *Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June – 3 July 2009*, Extended Abstracts: 269-270.
- SCAPOZZA C., LAMBIEL C., REYNARD E. (2008b). Glaciers rocheux et distribution régionale du pergélisol discontinu dans les Alpes Tessinoises orientales (Suisse). In Rothenbühler C. (ed.). *Klimaveränderungen auf der Spur. Studien des Europäischen Tourismus Instituts an der Academia Engiadina, Samedan* 5: 79-92.

- SCAPOZZA C., GEX P., LAMBIEL C., REYNARD E. (2008c). Contribution of self-potential (SP) measurements in the study of alpine periglacial hydrology: examples from the southern Swiss Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June – 3 July 2009: 1583-1588.
- SCAPOZZA C., GEX P., LAMBIEL C., REYNARD E. (2008d). Electromagnetic prospecting in alpine permafrost: examples from the Southern Swiss Alps. *6th Swiss Geoscience Meeting*, Lugano, Switzerland, 21-23 November 2008, Abstract volume 6.25: 201-202.
- SCAPOZZA C., LAMBIEL C., REYNARD E., FALLOT J.-M., ANTOGNINI M., SCHOENEICH P. (2009). Radiocarbon dating of fossil wood remains buried by the Pincabella rockglacier, Blenio Valley (Ticino, Southern Swiss Alps): implications for rockglacier, treeline and climate history. *Permafrost and Periglacial Processes*, in stampa.
- SCHALTEGGER U., GEBAUER U., VON QUADT A. (2002). The mafic-ultramafic rock association of Loderio-Biasca (lower Pennine nappes, Ticino, Switzerland): Cambrian oceanic magmatism and its bearing on early Paleozoic paleogeography. *Chemical Geology including Isotope Geoscience* 186: 265-279.
- SCHARDT H. (1910). L'éboulement préhistorique de Chironico (Tessin). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 6: 76-91.
- SCHLÜCHTER C. (1988). The deglaciation of the Swiss-Alps. A paleoclimatic event with chronological problems. *Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire* 2/3: 141-145.
- SCHLÜCHTER C. (1989). The most complete Quaternary record of the Swiss alpine foreland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72: 141-146.
- SCHLÜCHTER C. (2004). The Swiss glacial record – a schematic summary. In Ehrlers J., Gibbard P.L. (ed.). *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*. Amsterdam, Elsevier: 413-418.
- SCHMID S.M., PFIFFNER O.A., FROITZHEIM N., SCHÖNBORN G., KISSLING E. (1996). Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics* 15: 1036-1064.
- SCHMID S.M., PFIFFNER O.A., SCHÖNBORN G., FROITZHEIM N., KISSLING E. (1997). Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the Eastern traverse. In Pfiffner O.A., Lehner P., Heitzmann P., Müller S., Steck A. (ed.). *Deep structure of the Swiss Alps: results of the NRP 20*. Basel, Birkhäuser Verlag: 289-304.
- SCHNEEBELI W., RÖTHLISBERGER F. (1976). 8000 Jahre Gletschergeschichte im Wallis. *Die Alpen (SAC)* 52 (3/4): 5-134 + annessi.
- SCHOENEICH P. (1993). Comparaison des systèmes de légende français, allemand et suisse – principes de la légende IGUL. In Schoeneich P., Reynard E. (ed.). *Cartographie géomorphologique – cartographie des risques*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches 9: 5-24.
- SCHOENEICH P. (1998a). *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Etivaz (Préalpes vaudoises)*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches 14: 2 vol.
- SCHOENEICH P. (1998b). Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland. *Quaternaire* 9: 203-215.
- SCHOENEICH P. (1998c). Les stades tardiglaciaires des Préalpes vaudoises et leur corrélation avec le modèle des Alpes orientales. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich* 158: 192-206.
- SCHOENEICH P., REYNARD E., PIERREHUMBERT G. (1998). Geomorphological mapping in the Swiss Alps and Prealps. *Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie* 11: 145-153.
- SCHWARB M., FREI C., SCHÄR C., DALY C. (1999). *Altezze medie annuali di precipitazione nella regione alpina europea 1971-1990*. Berna, Atlante Idrologico della Svizzera (HADES), foglio 2.6.
- SEIFFERT R. (1953). Die Vergletscherung des Calancatales. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 67/68: 103-114.
- SEPPI R. (2006). *I rock glaciers delle Alpi Centrali come indicatori ambientali (Gruppo Adamello-Presanella e settore orientale del Gruppo Ortles-Cevedale)*. Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pavia, Tesi di dottorato.
- SEPPI R., CARTON A., BARONI C. (2005). Proposta di una nuova scheda per il censimento dei rock glaciers da fotografie aeree: applicazione sull'Alta Val Ultimo (Gruppo Ortles-Cevedale). *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria*, Suppl. 7: 329-338.
- SGARIA M. (1992). *Studio del sondaggio di Morbio Inferiore (Ticino Meridionale, Svizzera) e dei depositi quaternari nelle zone circostanti*. Università degli studi di Milano, Tesi di laurea (non pubblicata).
- SGS (2003) (ed.). *La Greina und Flusslandschaften im Wallis*. Chur, Schweizerische Greina Stiftung.
- SIDLER C., HANTKE R. (1993). La flora del lago interglaciale Riss/Würm di Re (Val Vigezzo). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 81: 11-20.
- SMIRAGLIA C. (1992). Observations on the rock glaciers of Monte Emilius (Valle d'Aosta, Italy). *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 163-168.
- SPICHER A. (1980). *Carta tettonica della Svizzera*. 1:500'000.
- SPINEDI F., ISOTTA F. (2004). Il clima del Ticino negli ultimi 50 anni. *Dati, statistiche e società* 4(2): 4-39.
- STÄMPFLI G.-M. (1993). Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Eclogae geologicae Helvetiae* 86: 1-45.
- STÄMPFLI G.-M. (1994). Exotic terrains in the Alps: a solution for a single Jurassic ocean. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 74: 449-452.
- STÄMPFLI G.-M., MOSAR J., MARCHAND R., MARQUER D., BAUDIN T., BOREL G. (1998). Subduction and obduction processes in the Western Alps. *Tectonophysics* 296: 159-204.
- STROZZI T., VALENTI G. (2007). Misura del movimento superficiale dei ghiacciai ticinesi con interferometria radar da satellite. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 95: 85-88.
- STROZZI T., KÄÄB A., FRAUENFELDER R. (2004). Detecting and quantifying permafrost creep from *in situ* inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *International Journal of Remote Sensing* 25: 2919-2931.
- STROZZI T., VALENTI G., RE L., RAETZO H., GRAF K., WIESMANN A., VEGMÜLLER U., WERNER C. (2007). *Large scale motion survey Tre Valli*. Service for Landslides Monitoring (SLAM) (Rapporto della conferenza del 21.03.2007, non pubblicato).
- STUBER A. (1997). Protection des géotopes. La dynamique engendre la diversité. In Pro Natura (ed.).

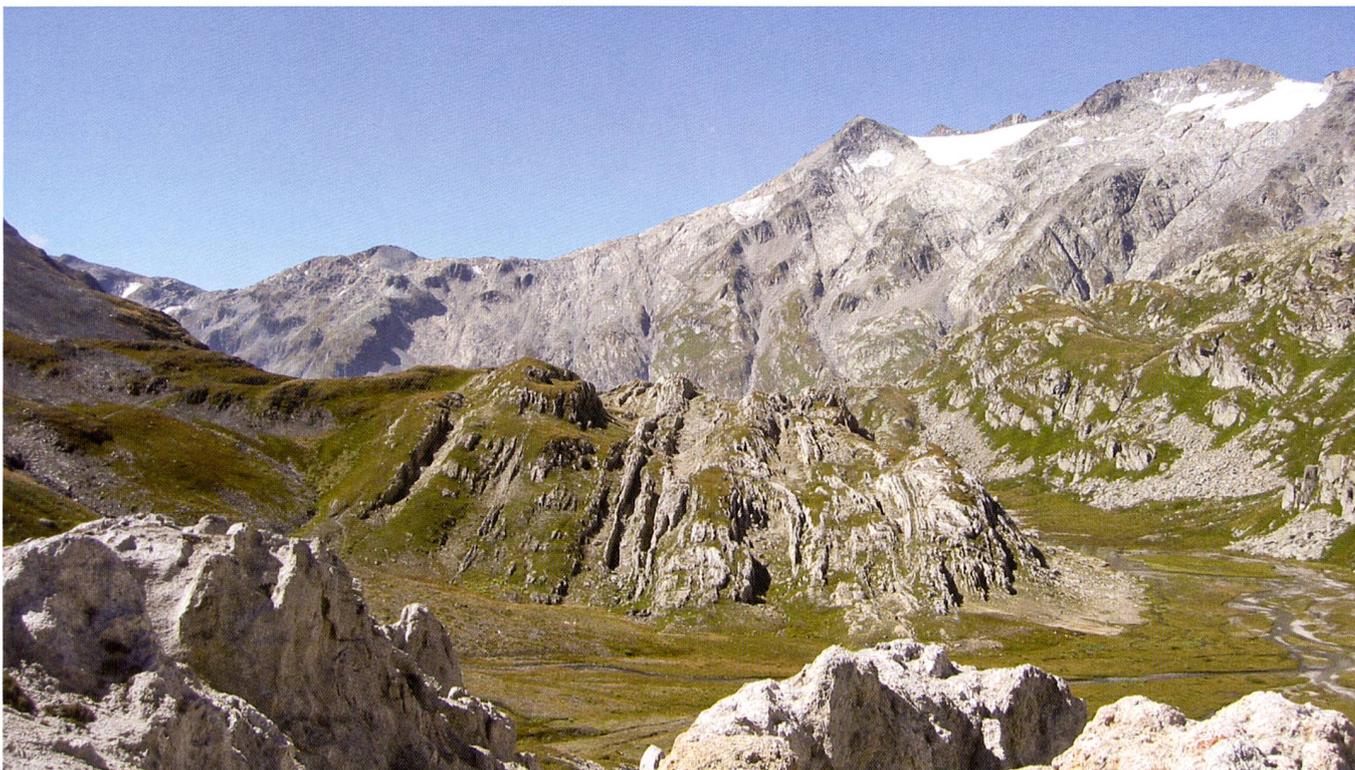
- Manuel de protection de la nature en Suisse*. Lausanne, Delachaux et Niestlé: 83-91.
- SUTTER R. (1976). Zur Flora und Vegetation der Greina. *Natur und Mensch* 1-3: 7-14, 82-85, 143-146.
- TADDEI C. (1937). *Dalle Alpi Lepontine al Ceneri. Note di geo-mineralogia*. Bellinzona, Istituto Editoriale Ticinese.
- THURSTON B. C., WEISS H., EGLI W., CAMENISCH B., WINTERHALTER R., WINIKER P., HALTER T., WIDMER A., SIEGWART J., SCHMID O., STROLZ W. (1973). *Greina – Wildes Bergland*. Disentis, Desertina Verlag.
- TINNER W., VESCOVI E. (2005). Ecologia e oscillazioni del limite degli alberi nelle Alpi dal Pleniglaciale al presente. *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica* 82: 7-15.
- TINNER W., LOTTER A.F., AMMANN B., CONDEDERA M., HUBSCHMID P., VAN LEEUWEN F.N., WEHRLI M. (2003). Climatic change and contemporaneous land-use phases north and south of the Alps 2330 BC to 800 AD. *Quaternary Science Reviews* 22: 1447-1460.
- TOOTH S. (2009). Invisible geomorphology? *Earth Surface Processes and Landforms* 34: 752-754.
- TORONI A. (1969). La palude della Bedrina e la storia del ritorno della vegetazione forestale nel Ticino dopo la glaciazione di Würm. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali* 50: 5-9.
- TOSCHINI A. (2004). *La Valle di Blenio. Cenno Storico-descrittivo*. Claro, Edizioni Arca (edizione originale del 1905).
- TROMMSDORFF V., EVANS B.W. (1974). Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 54: 333-352.
- TROUET V., ESPER J., GRAHAM N.E., BAKER A., SCOURSE J.D., FRANK D.C. (2009). Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climatic Anomaly. *Science* 3/2009: 78-80.
- TRÜMPY R. (1980). *Geology of Switzerland. Part A: An outline of the geology of Switzerland*. Basel-New York, Wepf & Co.
- TUOR L. (2008). *Giacumbert Nau. Libro e appunti dalla sua vita*. Bellinzona, Casagrande.
- UFAEG (2005). *Carta geologica della Svizzera*. 1:500'000.
- VALEGGIA C., KAPPENBERGER G., VALENTI G., BAUDER A., CASARELLI G., STROZZI T., CORTI G., MARTINI O., EISEN O., SPINEDI F., WEISS S. (2006). I ghiacciai del Ticino. *Dati, statistiche e società* 6(2): 4-54.
- VALESCCHI A. (1998). *Greina. La nostra tundra*. Bellinzona, Club Alpino Svizzero sezione Ticino.
- VALESCCHI A. (2000). *Adula, il tetto del Ticino*. Bellinzona, Club Alpino Svizzero sezione Ticino.
- VALESCCHI A. (2003). Antichi impianti irrigui ticinesi. In Vauterin G. (ed.). *Gli antichi canali irrigui dell'arco alpino*. Aosta, Edizioni Le Château: 71-78.
- VENZO G.A., BAZOLI G., GAJO A., LAURERI S. (1999). I depositi tardo pleistocenici-olocenici di riempimento del solco glaciale minore sepolto di Bellinzona (Cantone Ticino – Svizzera). *Atti dell'Istituto Veneto di Scienze, Lettere ed Arti* 152: 133-159.
- VESCOVI E., RAGAZZI C., ARPENTI E., FINSINGER W., PINI R., VALESCCHI V., WICK L., AMMANN B., TINNER W. (2007). Interactions between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland. *Quaternary Science Reviews* 26: 1650-1669.
- VIERS G., VIGNEAU J.-P. (2001). *Eléments de climatologie*. Paris, Nathan (2^{ème} édition).
- VISMARA G., CAVANNA A., VISMARA P. (1990). *Ticino medievale. Storia di una terra lombarda*. Locarno, Armando Dadò Editore.
- WASHBURN A.L. (1979). *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. London, Arnold.
- WENK E. (1953). Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. *Eclogae geologicae Helvetiae* 46: 9-21.
- WIDMER A., SIEGWART J. (1973). Namen an der Greina. In Thurston B. C. et al. (eds). *Greina – Wildes Bergland*. Disentis, Desertina Verlag.
- WINIKER P. (1973). Pater Placidus a Spescha und die Greina. In Thurston B. C. et al. (eds). *Greina – Wildes Bergland*. Disentis, Desertina Verlag.
- WINISTÖRFER J., REYNARD E. (2003). Transformations of fragile environments in the Alps and in the Sahel. *Geographica Helvetica* 58: 267-273.
- WINTERHALTER R. U. (1930). Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthard-Massivs. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 38: 38-114.
- ZELLER G. (1964). *Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio*. Bern, Kümmerly & Frei, Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie No. 13.
- ZIENERT A. (1965). Gran Paradiso – Mont Blanc: Prähistorische und Historische Gletscherstände. *Eiszeitalter und Gegenwart* 16: 202-225.
- ZOLLER H. (1960). Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. *Denkschriften der Schweizerische Naturforschenden Gesellschaft* 83: 45-156.
- ZOLLER H. (1987). Zur Geschichte der Vegetation im Spätglazial und Holozän der Schweiz. *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern* 29: 123-149.
- ZOLLER H., KLEIBER H. (1971). Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der montanen und subalpinen Stufe der Tessintäler. *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft im Basel* 81: 90-154.

FOTOGRAFIE



Foto 1 – Veduta del Piz Gaglianera e del Piz Vial, regione della Greina (foto G. Fontana).

Foto 2 – La regione del Passo della Greina. Sullo sfondo, la Cima di Camadra e il Piz Medel (foto G. Fontana).



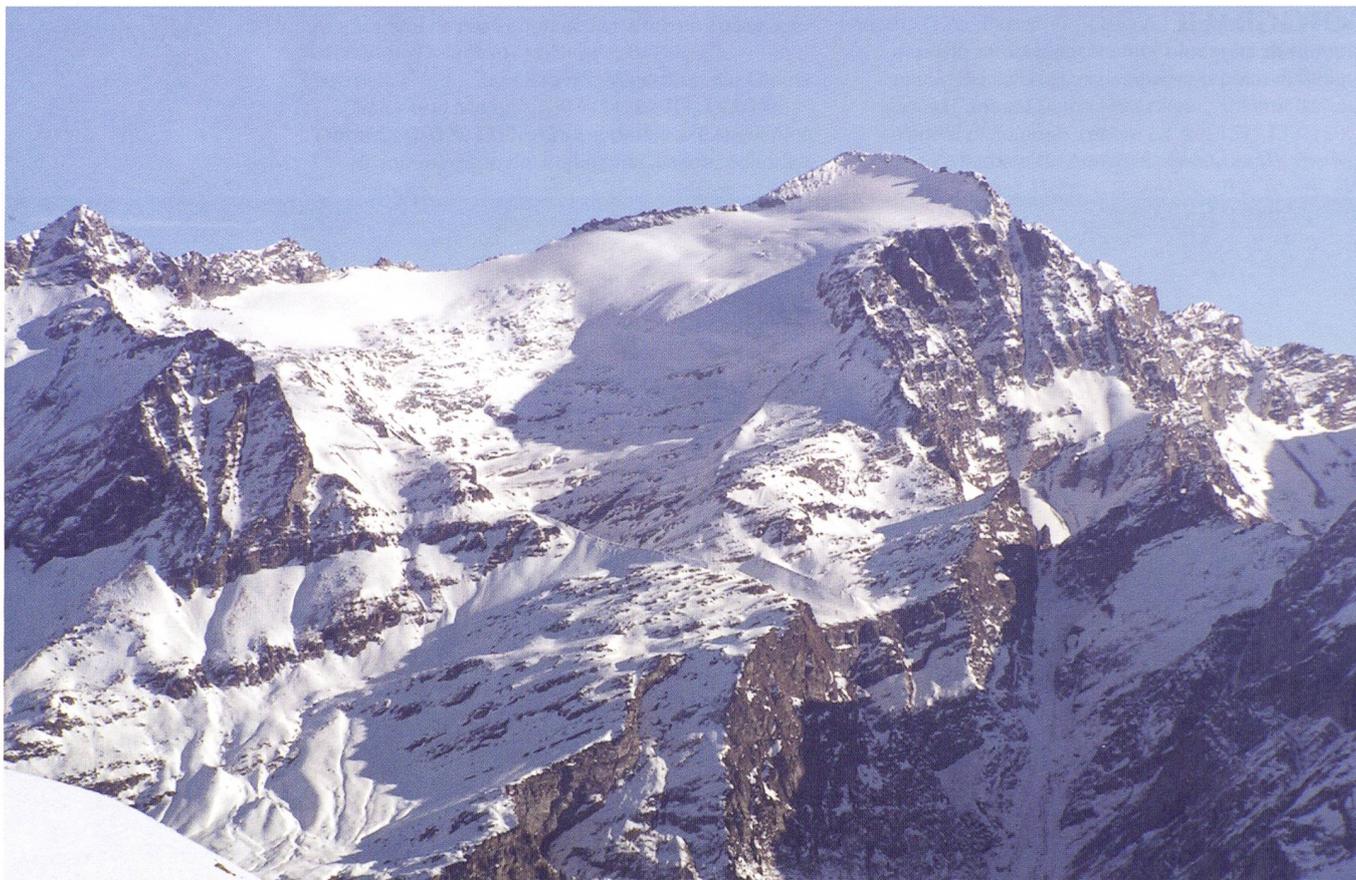


Foto 3 — La cima dell'Adula e il Vadrecc di Bresciana in inverno visti dalla regione del Nara (foto F. Spinedi).

Foto 4 — La conca glaciale dell'Alpe di Quarnei (Val Malvaglia) (foto C. Scapozza).





Foto 5 – Il Vadrec di Bresciana (Cima dell'Adula) a inizio settembre 2006 (foto G. Kappenberger).

Foto 6 – Il versante orientale del massiccio dell'Adula a settembre 2009. In secondo piano, il Läntagletscher (foto S. Zanini).





Foto 7 – Laghetto nella parte occidentale dei Cogn dei Lavazz (Greina) (foto G. Fontana).

Foto 8 – Il versante sinistro della Val di Carassino, con i suoi numerosi rock glacier relitti (foto S. Zanini).





Foto 9 – Le falde di detrito della Valle di Sceru (Val Malvaglia) (foto C. Scapozza).

Foto 10 – Vista della parte frontale del rock glacier attivo dei Ganoni di Schenadiüi (Val Cadlimo) (foto C. Scapozza).

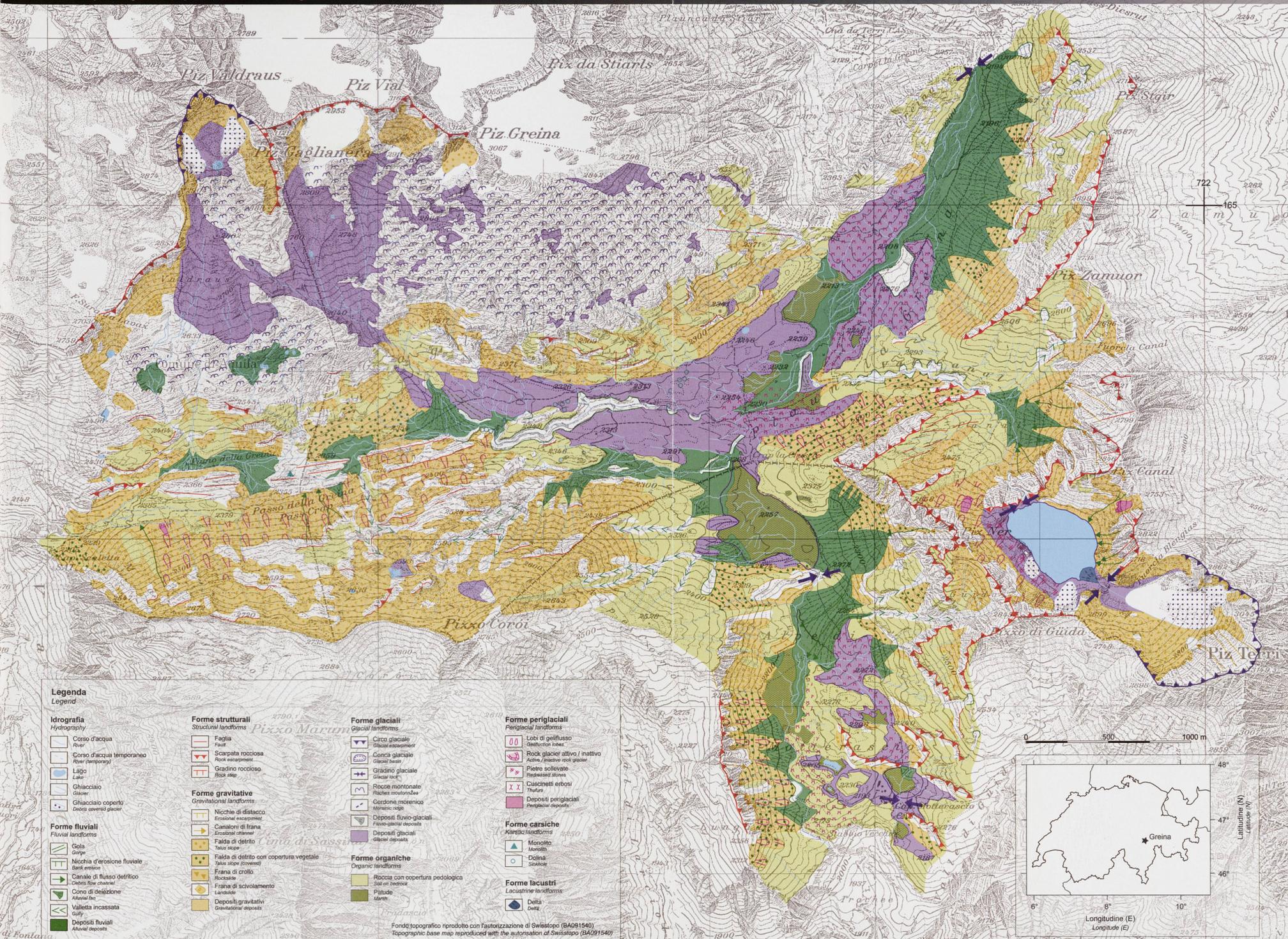


Carta geomorfologica della regione della Greina

Geomorphological map of the Greina region

G. Fontana, C. Scapoza, S. Martin, E. Reynard, 2008

UNIL | Université de Lausanne
Institut de géographie



Legenda Legend	
Idrografia Hydrography	Forme strutturali Structural landforms
Corso d'acqua River	Faglia Fault
Corso d'acqua temporaneo River (temporary)	Scarpata rocciosa Rock escarpment
Lago Lake	Gradino roccioso Rock step
Ghiacciaio Glacier	Forme gravitative Gravitational landforms
Ghiacciaio coperto Draped covered glacier	Nicchie di distacco Erosional escarpment
Forme fluviali Fluvial landforms	Canaloni di frana Erosional channels
Gola Gorge	Falda di detrito Talus slope
Nicchia d'erosione fluviale Bank erosion	Falda di detrito con copertura vegetale Talus slope (covered)
Canale di flusso defrullo Debris flow channel	Frana di crollo Rockslide
Cono di deposizione Alluvial fan	Frana di scivolamento Landslide
Valletta incassata Gully	Depositi gravitativi Gravitational deposits
Depositi fluviali Alluvial deposits	Forme glaciali Glacial landforms
	Circo glaciale Glacial amphitheatre
	Conca glaciale Glacial basin
	Gradino glaciale Glacial rock
	Rocce montonarie Roches moutonnées
	Corona morenica Moraine ridge
	Depositi fluio-glaciali Fluvio-glacial deposits
	Depositi glaciali Glacial deposits
	Forme organiche Organic landforms
	Roccia con copertura pedologica Soil on bedrock
	Patete Marens
	Forme periglaciali Periglacial landforms
	Lobi di gelifrasso Gelification lobes
	Rock glacier attivo / mattivo Active / inactive rock glacier
	Pietre sollevate Raised stones
	Discontinui erbosi Thufers
	Depositi periglaciali Periglacial deposits
	Forme carsiche Karstic landforms
	Monolite Monolith
	Dolina Sinkhole
	Forme lacustri Lacustrine landforms
	Delta Delta

Fondo topografico riprodotto con l'autorizzazione di Swisstopo (BA091540)
Topographic base map reproduced with the authorization of Swisstopo (BA091540)

