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

Kapitel: 1: Le Alpi Bleniesi

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: 16.07.2025

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

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 km^2, 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 BRENNA (1994) e di VALSECCHI (1998, 2000).

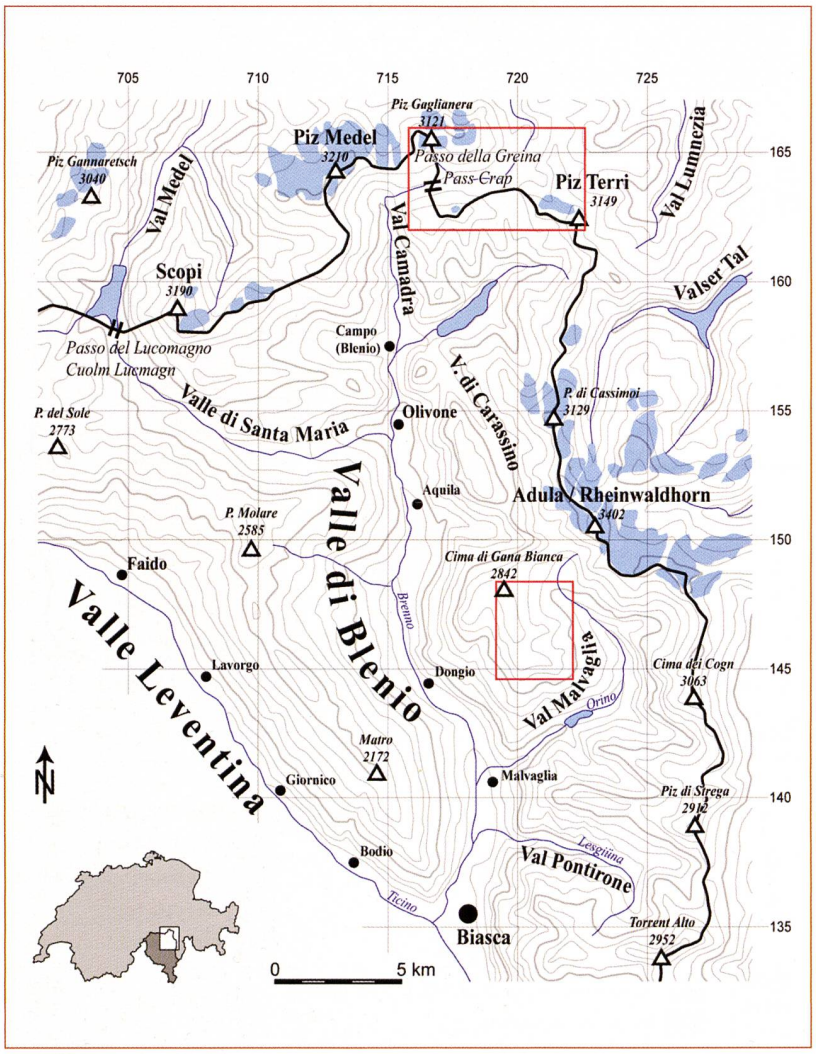


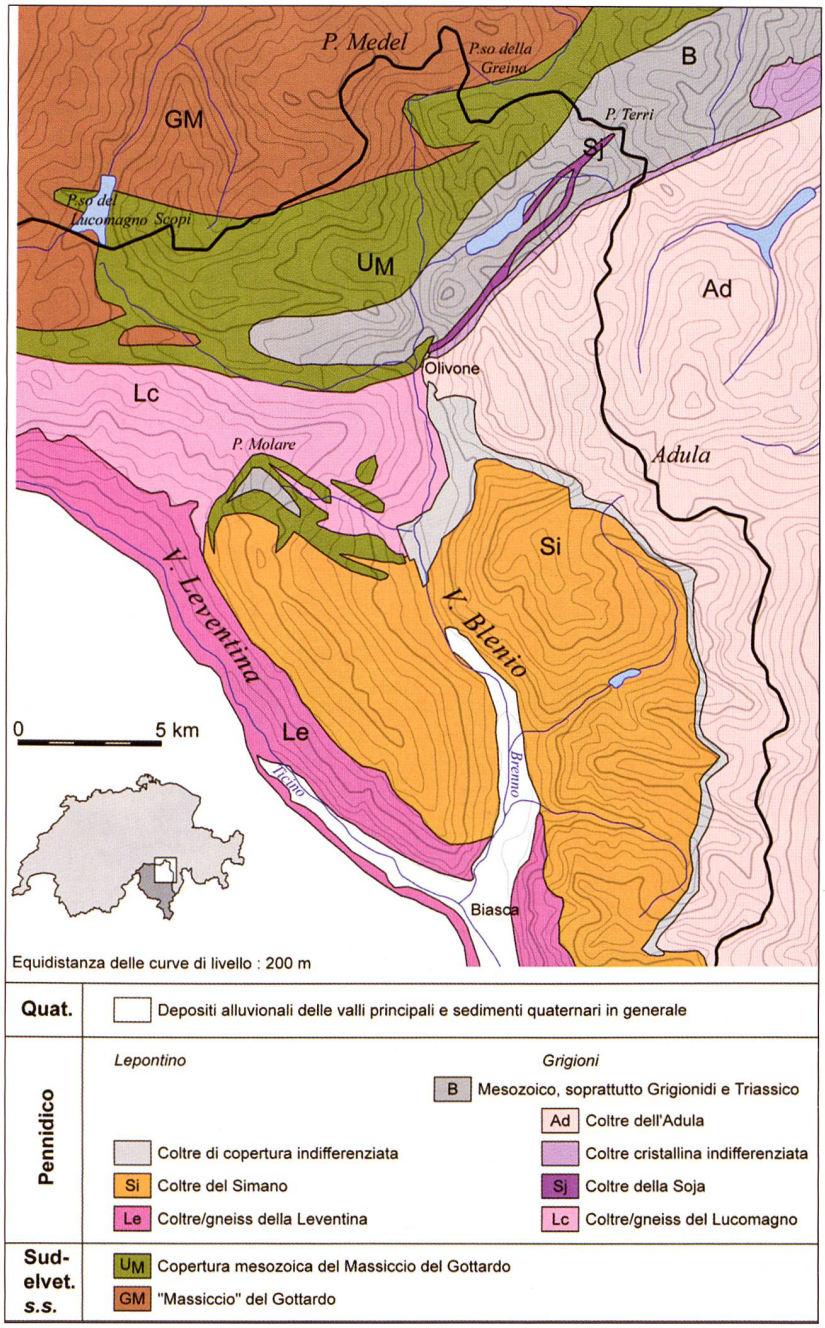
Figura 1.1 – Situazione geografica delle Alpi Bleniesi. I rettangoli rossi indicano la posizione della regione della Greina e del massiccio della Cima di Gana Bianca, che saranno studiati in dettaglio. Equidistanza delle curve di livello: 200 metri.

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 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).

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



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 paraautoctona a nord e il complesso delle coltri pennidiche 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-

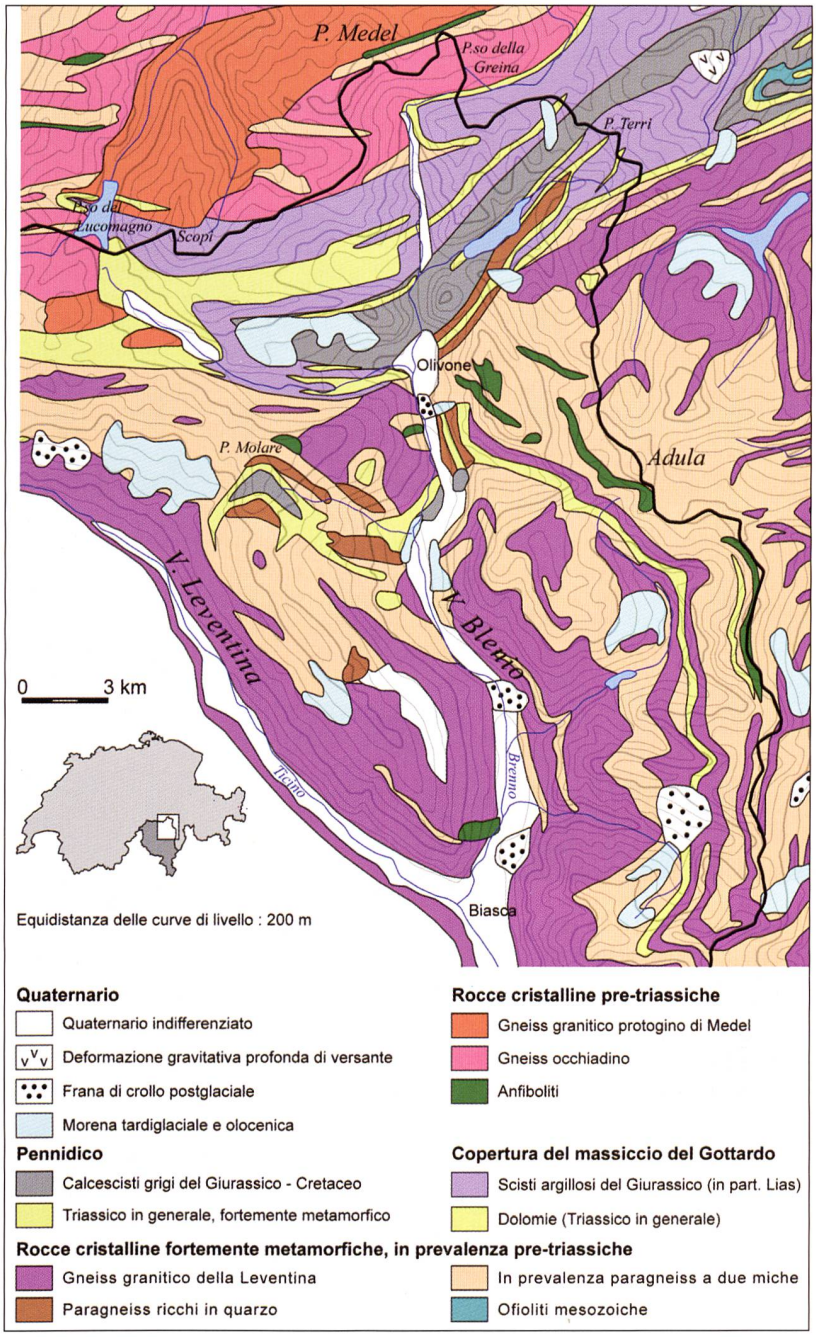


Figura 1.3 – Carta geologica delle Alpi Bleniesi. Modificata e adattata da UFAEG (2005).

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).

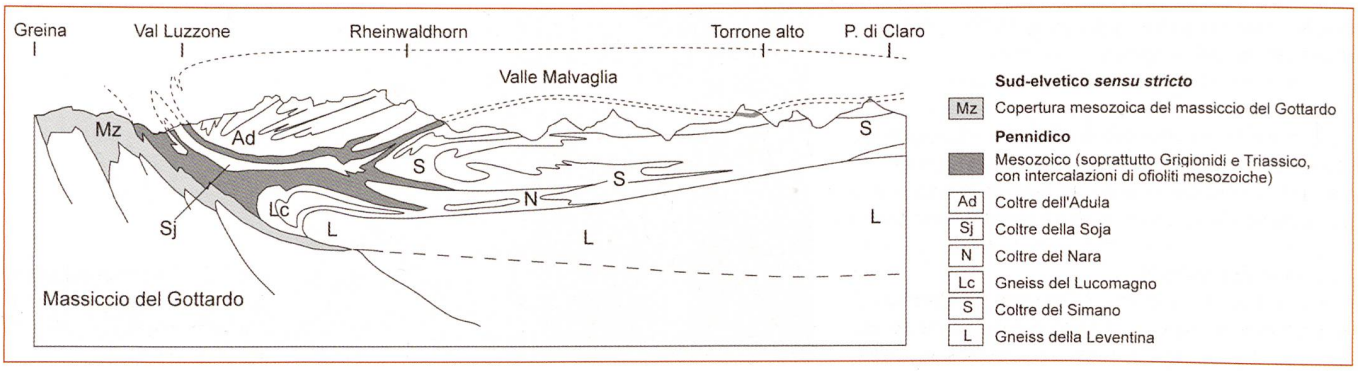


Figura 1.4 – Sezione tettonica attraverso le coltri pennidiche delle Alpi Bleniesi. Notare la sovrapposizione della coltre del Simano e della coltre dell'Adula sullo «zoccolo» lepontino. Modificato da Commissione Geologica Svizzera (1975).

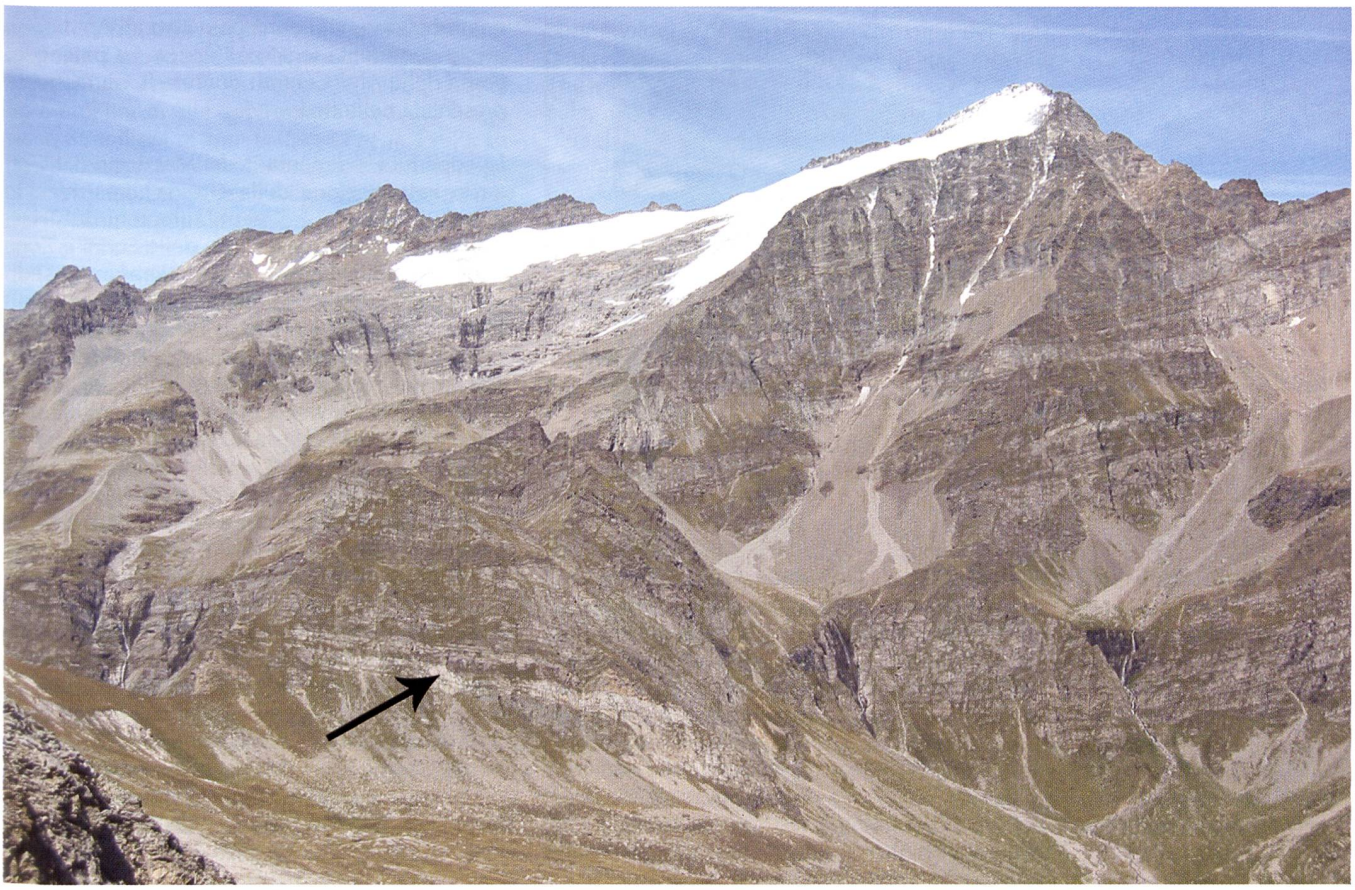


Foto 1.4 – La cima dell'Adula/Rheinwaldhorn (3402 m slm) con, in primo piano, la parte superiore della Val Malvaglia. Notare la sovrapposizione della coltre dell'Adula su quella del Simano, marcata nel paesaggio dalle dolomie della copertura metasedimentaria (freccia) (foto C. Scapozza).

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 laveggi (Pfeifer & Serneels 1986, Mannoni *et al.* 1987, Scapozza 2005, 2009a).

Copertura mesozoica

La copertura mesozoica delle coltri pennidiche 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 Grigionidi 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 pennidiche sono formate da rocce che, prima dell'orogenesi alpina, hanno probabilmente conosciuto l'orogenesi caledoniana (Siluriano) ed ercinica (Carbonifero – Permiano) durante il Paleozoico (Labarth & Decrouez 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 1.5 – Il giacimento di pietra ollare della Cima di Bresciana (Val di Carassino) (foto C. Scapozza).

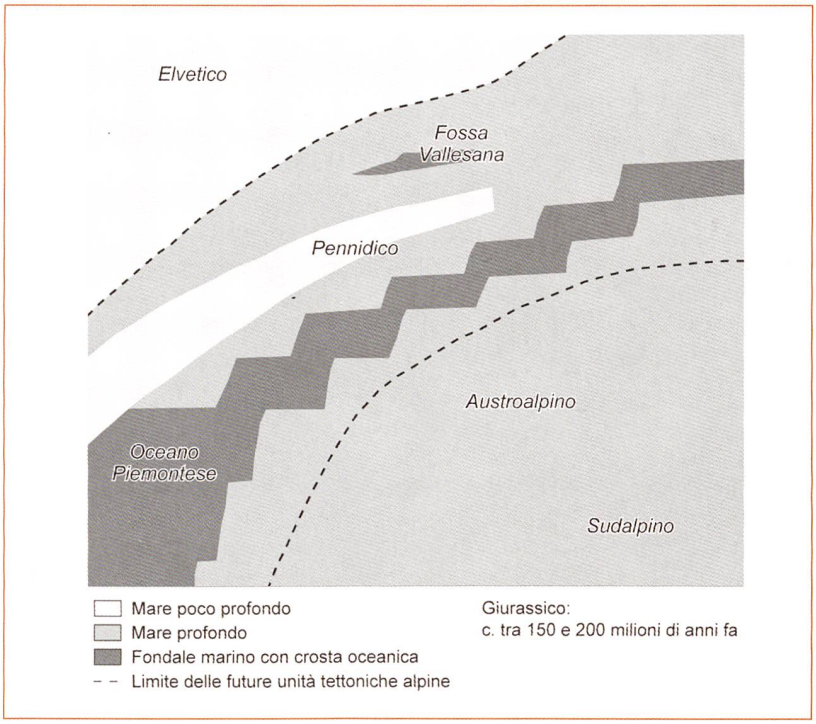


Figura 1.5 – Paleogeografia delle Alpi Centrali durante il Giurassico. Modificato da TRÜMPY (1980).

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 & DECROUEZ 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 terreste a seguito dell'ap-

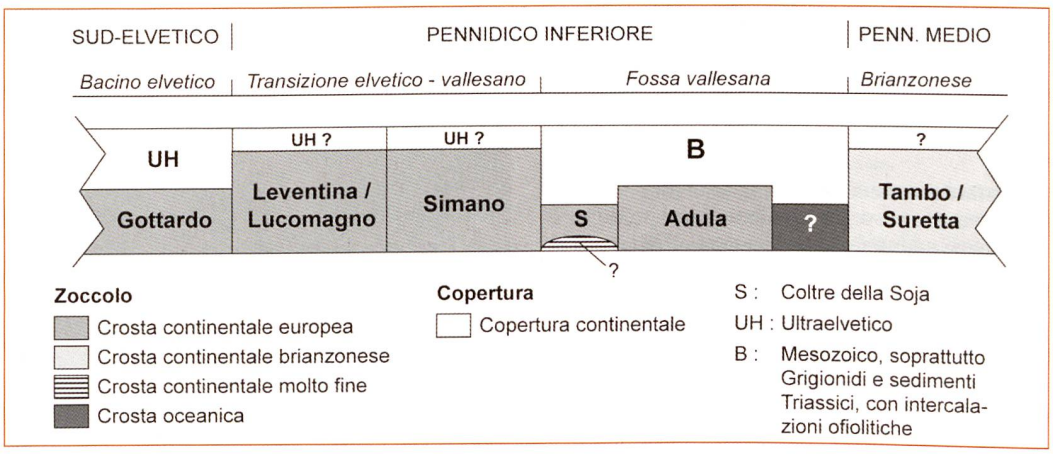


Figura 1.6 – Schema palinspastico delle Alpi Bleniesi durante il Cretacico Inferiore (130 milioni di anni fa circa), poco prima dell'inizio della subduzione dell'oceano Piemontese 120 milioni di anni fa circa. Scala non rispettata. Compilazione da più autori (vedi fonti citate nel testo) e da osservazioni 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 pennidiche 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 & DECROUEZ 1997): la sua struttura verticale, come pure la sua scistosità e il suo metamorfismo importante, hanno infatti spinto alcuni 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 pennidici, 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 vallate 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 morfolo-

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 truogolo 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 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 ^{14}C 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 ^{10}Be, 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 km^2 e un volume di ~39 milioni di m^3. 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 m^3 di detriti accumulati ha creato un lago 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 costatare 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 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).

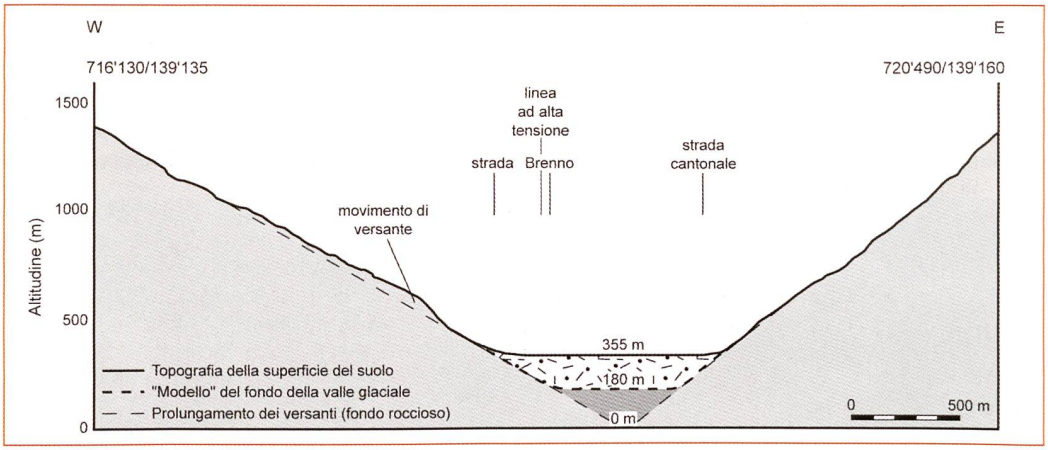


Figura 1.7 – Profilo topografico trasversale alla bassa Valle di Blenio e modello del fondo della valle glaciale e del fondo roccioso. Modificato da Scapozza *et al.* (2007).

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 Gaussen (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

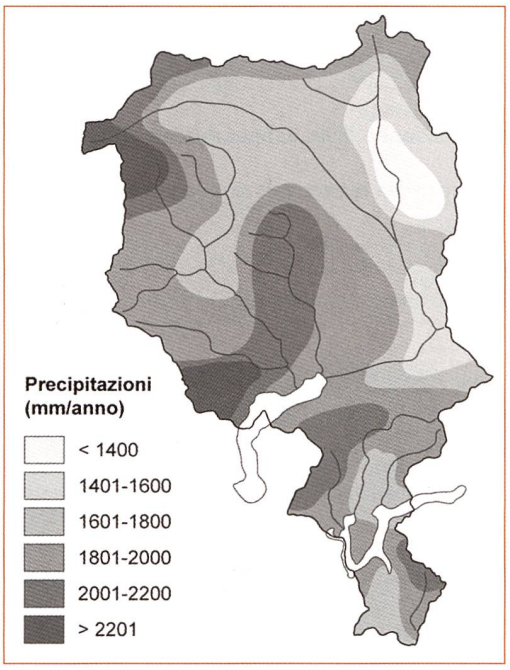


Figura 1.8 – Distribuzione delle precipitazioni medie annue nel Cantone Ticino per il periodo 1961-1990. Fonte: Cotti *et al.* (1990: 157).
È importante considerare che la carta è assai generale, dato che per la parte centrale della Valle di Blenio sono stati considerati solo due punti di misura, entrambi 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).

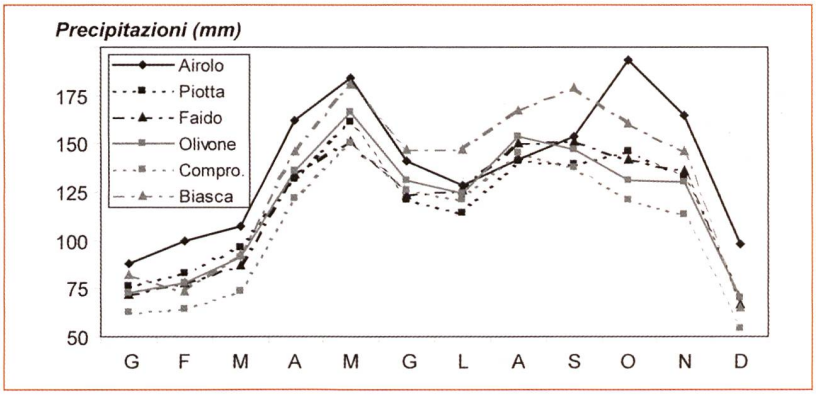


Figura 1.9 – Distribuzione annuale delle precipitazioni per il periodo 1961-1990 in tre stazioni della Valle Leventina (in nero) e della Valle di Blenio (in grigio) (dati: MeteoSvizzera).

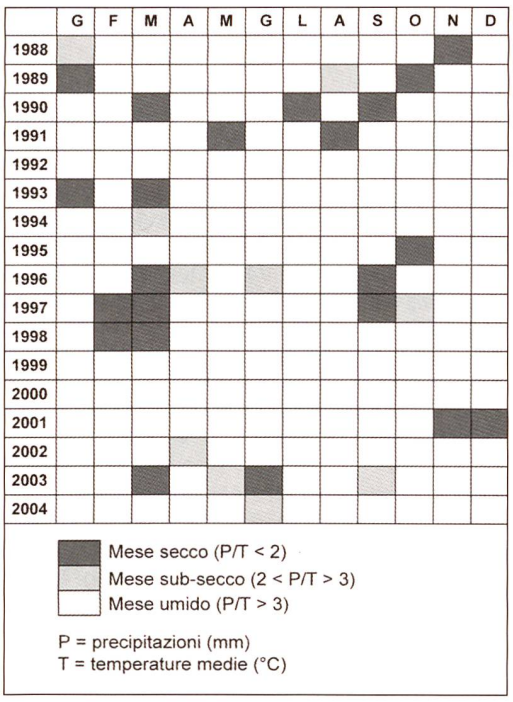


Figura 1.10 – Mesi ecologicamente secchi a Comprovasco, 575 m slm (dati: MeteoSvizzera).

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:

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

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:*

$$T = T_o - [(z - z_o) * (T / h)] \qquad (1.2)$$

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:

$$T = T_o - [(1500 - z_o) * (T_1 / z_1)] - [(z - 1500) * (T_2 / z_2)] \qquad (1.3)$$

dove:
T = temperatura calcolata per un'altitudine z (°C);
T_o = temperatura misurata alla stazione situata all'altitudine z_o (°C);
z = altitudine della stazione per la quale si vuole calcolare la temperatura (m);
z_o = 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
Biasca	291	-	-	-	1587	97	16.4
Braggio	1320	-	-	-	1646	97	17.0
Cimetta	1672	4.3	9.9	51	1548	109	14.2
Comprovasco	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
Olivone	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).

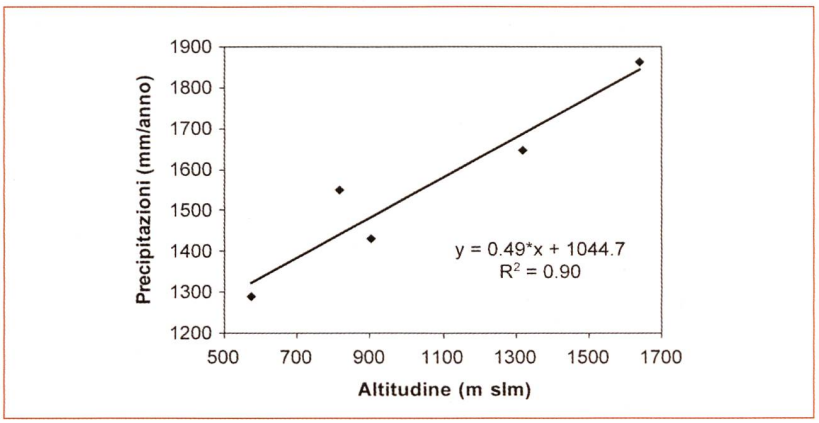


Figura 1.11 – Regressione lineare tra le precipitazioni e l'altitudine per le Alpi Bleniesi.

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).