

Il ruolo dei processi criotici
nell'evoluzione del paesaggio alpino:
il caso di studio dei block stream
del Complesso Ultrabásico di Lanzo
(Alpi occidentali italiane)

Relationship between cryotic processes
and block streams evolution in the Lanzo
Ultrabasic Complex (Western Italian Alps)



Il ruolo dei processi criotici
nell'evoluzione del paesaggio alpino:
il caso di studio dei block stream
del Complesso Ultrabásico di Lanzo
(Alpi occidentali italiane)

Relationship between cryotic processes
and block streams evolution in the Lanzo
Ultrabasic Complex (Western Italian Alps)

SETTEMBRE 2011

La presente pubblicazione è stata realizzata nell'ambito del progetto europeo Alpine Space "PermaNet - Permafrost long-term monitoring network" e riporta parte delle attività e dei risultati del progetto stesso. È inoltre presentato lo studio sulla origine ed evoluzione delle coperture detritiche del settore alpino del Massiccio di Lanzo (20 km a NW di Torino) affrontato nell'ambito del dottorato di ricerca svolto dall'autore presso l'Università degli Studi di Torino.



Progetto Alpine Space "PermaNet - Permafrost long-term monitoring network" (2008 - 2011)

The PermaNET project is part of the European Territorial Cooperation and co-funded by the European Regional Development Fund (ERDF) in the scope of the Alpine Space Programme (www.alpine-space.eu).

Capofila:

- Provincia Autonoma di Bolzano, Uff. Geologia e Prove Materiali (I)

Partner:

- Bayerisches Landesamt für Umwelt, Abteilung 10: Geologischer Dienst, Wirtschaftsgeologie, Bodenschutz (D)
- Arpa Piemonte – Geologia e dissesto (I)
- Regione Autonoma Valle d'Aosta, Assessorato territorio, Ambiente e Opere Pubbliche, Dipartimento Territorio, Ambiente e Risorse Idriche, Direzione Ambiente (I)
- Regione del Veneto, Direzione Geologia e Attività Estrattive, Servizio Geologia (I)
- Provincia Autonoma di Trento, Protezione Civile e Tutela del Territorio, Servizio Geologico (I)
- Österreichisches Bundesministerium für Landwirtschaft, Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (A)
- Universität Innsbruck, Institut für Geographie (A)
- Universität Graz, Institut für Geographie und Regionalforschung (A)
- Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Regionalstelle für Salzburg und Oberösterreich (A)
- Université Joseph Fourier – Grenoble I, Institut de Géographie Alpine, Laboratoire PACTE (F)
- Centre National de la Recherche Scientifique – Laboratoire EDYTEM (F)
- Grenoble INP, GIPSA Lab (F)
- Bundesamt für Umwelt BAFU (CH)

Per Arpa Piemonte:

- Responsabile: **Paola Balocco** (Geologia e dissesto, Torino)
- Project Manager: **Luca Paro** (Geologia e dissesto, Torino)
- Supporto al progetto: **Sistemi Previsionali** (Arpa Piemonte, Torino)
- External Expert: **Mauro Guglielmin** (Università degli Studi dell'Insubria, Varese)
- Observer: **Direzione Ambiente, Regione Piemonte**

Per la presente pubblicazione

Autore: Luca Paro (Arpa Piemonte, Geologia e dissesto)

Supporto alla redazione dei testi: Mauro Guglielmin Università dell'Insubria (Premessa) e **Noemi Giordano** Regione Piemonte (traduzioni in inglese)

Coordinamento editoriale: Arpa Piemonte, Comunicazione istituzionale

Fotografie ed immagini: se non diversamente indicato, sono dell'autore o dell'archivio Arpa Piemonte.

- Prima di copertina e copertina del Capitolo 1: block stream del versante destro della bassa Valle di Viù.
- Copertina del Capitolo 2: piega isoclinale nei marmi micacei affioranti in un affluente del R. Ricchiaglio.
- Copertina del Capitolo 3: block stream del versante settentrionale del M. Arpone.
- Copertina del Capitolo 4: blocco peridotitico di circa 20 m³ sul versante destro della bassa Valle di Viù.
- Copertina del Capitolo 5: panoramica invernale del block stream del versante settentrionale del M. Arpone.
- Copertina del Capitolo 6: block stream sul versante destro della bassa Valle Stura di Lanzo (orto immagini IT2007).
- Copertina del Capitolo 7: stone run delle Falkland Is. (da Google Earth).

Dottorato di ricerca in Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino (Scuola di Dottorato in Scienza ed Alta Tecnologia)

Titolo: Ruolo dei processi criotici nell'evoluzione del paesaggio alpino: il caso di studio dei block stream del Complesso Ultrabasico di Lanzo (Alpi occidentali italiane) - *Relationship between cryotic processes and block streams evolution in the Lanzo Ultrabasic Complex (Western Alps, Italy)*

Tesi di Dottorato XXII ciclo (2007-2009), settore scientifico-disciplinare di afferenza GEO/04

Autore: Luca Paro

Relatori: Gianfranco Fioraso (CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Sezione di Torino), **Andrea Festa** (Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino)

Commissione d'esame: Mauro Guglielmin (DBSF - Università dell'Insubria, Varese), **Franco Gianotti** (Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino), **Adriano Ribolini** (Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa)

Esame finale: 08 aprile 2010 (c/o Università di Torino)

Ideazione e progetto grafico: Chroma, Torino

Finito di stampare nel mese di settembre 2011 presso la tipografia

Litografia Viscardi, Alessandria

Stampato su carta riciclata al 100% che ha ottenuto il marchio di qualità ecologica Ecolabel Europeo



ISBN 978-88-7479-100-2

Copyright © 2011, Arpa Piemonte

Via Pio VII, 9 – 10135 Torino – Italia – www.arpa.piemonte.it

L'Arpa Piemonte non è responsabile per l'uso che può essere fatto delle informazioni contenute in questo documento. La riproduzione è autorizzata citando la fonte.

PREFAZIONE

L'ambiente glaciale e periglaciale - caratterizzato da processi in cui prevale l'azione del gelo, indipendentemente dalla presenza dei ghiacciai - contraddistinguono i settori di alta quota del paesaggio alpino, attualmente in fase di profonda trasformazione.

Le dinamiche climatiche in atto causano la progressiva riduzione delle masse glaciali ed una serie di disequilibri legati a nuovi processi di modellamento che coinvolgono gli ammassi rocciosi e cospicui depositi detritici.

Proprio in questi settori riveste un ruolo di grande importanza il permafrost - porzione di terreno costituito da detrito e da roccia che presenta per almeno due anni consecutivi una temperatura media annua inferiore a 0 °C -, elemento significativo delle aree circumpolari ma anche dell'ambiente alpino.

Il permafrost montano è molto sensibile ai cambiamenti climatici e un aumento della temperatura provoca considerevoli variazioni nelle sue caratteristiche termiche e nella sua estensione spaziale con importanti conseguenze sia sulla stabilità dei versanti sia sul ciclo idrologico.

Lo stato attuale delle conoscenze su tali problematiche legate al permafrost in ambiente alpino risulta assai eterogeneo ed in gran parte lacunoso, in Piemonte come nell'intera area alpina. Ed è per iniziare a colmare tale lacuna che alcune istituzioni dell'arco alpino, tra cui Arpa Piemonte, collaborano ormai da diversi anni su queste tematiche, nell'intento di coordinare le ricerche, raccordare le iniziative in materia, migliorare in termini di efficacia le politiche di prevenzione e d'intervento sul territorio. Queste collaborazioni hanno certamente avuto nella cooperazione territoriale europea un valido strumento di sostegno, sia per azioni strutturali che per azioni di ricerca, così come per attività di messa in rete e di definizione di protocolli comuni.

In questo ambito si inserisce il progetto europeo Alpine Space "PermaNet (Permafrost *long-term monitoring* Network)" che in Piemonte ha consentito di apportare un notevole contributo nelle conoscenze dell'ambiente periglaciale e del permafrost alpino. Nell'ambito di tale progetto, tra le azioni più significative, Arpa Piemonte ha realizzato una rete di monitoraggio termico del sottosuolo che consentirà nel prossimo futuro di delineare il quadro degli effetti del cambiamento climatico e le tendenze evolutive.

Unitamente agli studi ed alle ricerche sull'ambiente periglaciale attuale è stata affrontata l'analisi di un paleo-ambiente periglaciale, probabilmente interessato fino ad alcune migliaia di anni fa dagli stessi processi che oggi agiscono in alta quota. Tale raffronto consente di porre nel giusto contesto la dimensione temporale del fattore "cambiamento climatico" e di considerare la scala dei tempi in cui esso agisce in modo più corretto.

La diffusione dell'ambiente morfo-climatico periglaciale nelle catene montuose italiane è un tema di notevole interesse scientifico, che rientra tra gli argomenti di rilievo per la comprensione degli effetti dei cambiamenti climatici globali. Lo studio delle estese coltri detritiche presenti nell'area del Massiccio di Lanzo, a ridosso della pianura torinese, ben si inserisce in tale ambito della ricerca. Gli studi effettuati ed i risultati ottenuti, ben lungi dalla pretesa di essere esaustivi, hanno quindi come primo obiettivo quello di farne materia di dibattito scientifico. Inoltre, attraverso l'analisi, la definizione e l'aggiornamento a scala regionale del quadro inerente i processi di modellamento naturale dell'ambiente, l'Agenzia ottempera ai propri compiti istituzionali.

La presente pubblicazione riassume alcuni dei principali risultati delle azioni condotte nell'ambito del progetto PermaNet e dello studio dei block stream del Massiccio di Lanzo, inserendosi nell'insieme delle iniziative di divulgazione che rientrano a pieno titolo nei compiti istituzionali di Arpa Piemonte a contributo della crescita culturale della società sui temi ambientali.

Silvano Ravera
Direttore Generale Arpa Piemonte

INDICE

PREMESSA	1
1 - INTRODUZIONE	13
1.1 OGGETTO DI STUDIO	14
1.2 STUDI PREGRESSI	16
1.3 SCHEMA CONCETTUALE (MIND MAP)	16
1.4 APPROCCIO METODOLOGICO	19
1.5 BLOCK FIELD E BLOCK STREAM: TERMINOLOGIA E MODELLI GENETICI ED EVOLUTIVI	20
2 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	23
2.1 INTRODUZIONE	24
2.2 ASSETTO LITO-STRUTTURALE	25
2.2.1 IL COMPLESSO ULTRABASICO DI LANZO	25
2.2.2 LA SUCCESSIONE PLIOCEENICO-QUATERNARIA	32
2.3 ASSETTO GEOMORFOLOGICO	41
2.3.1 IL SETTORE MONTANO	42
2.3.2 AREE DI FONDOVALLE PRINCIPALI	43
2.3.3 AREE DI RACCORDO TRA I VERSANTI E LA PIANURA	46
3 - I BLOCK FIELD ED I BLOCK STREAM DEL COMPLESSO ULTRABASICO DI LANZO	49
3.1 INTRODUZIONE	50
3.2 DISTRIBUZIONE E CARATTERIZZAZIONE MORFOMETRICA DEI <i>BLOCK FIELD</i> E DEI <i>BLOCK STREAM</i> DEL COMPLESSO ULTRABASICO DI LANZO	51
3.2.1 DESCRIZIONE DEI CRITERI CARTOGRAFICI APPLICATI IN LETTERATURA	51
3.2.2 RILEVAMENTO DELLE DIVERSE TIPOLOGIE DI COPERTURE DETRITICHE E LORO DEFINIZIONE	54
3.2.3 DISTRIBUZIONE	59
3.2.4 CARATTERI MORFOLOGICI E MORFOMETRICI	63
3.3 STRATIGRAFIA E IDROGEOLOGIA DEI <i>BLOCK STREAM</i>	69
3.3.1 CARATTERISTICHE STRATIGRAFICHE E SEDIMENTOLOGICHE	69
3.3.2 CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE	75
4 - ANALISI DELLA FRATTURAZIONE E DELL'ALTERAZIONE	77
4.1 INTRODUZIONE	78
4.2 ANALISI DELLA FRATTURAZIONE DEGLI AMMASSI ROCCIOSI	78
4.2.1 ANALISI STRUTTURALE E DEGLI STILI DI FRATTURAZIONE	80
4.2.2 ANALISI DELLE CARATTERISTICHE GEOMECCANICHE	87
4.2.3 GRADO DI ALLENTAMENTO	88
4.2.4 RELAZIONI TRA LE CARATTERISTICHE STRUTTURALI DEL SUBSTRATO E LE COPERTURE DETRITICHE	90
4.3 ANALISI DELL'ALTERAZIONE	91
4.3.1 ALTERAZIONE DEL SUBSTRATO PERIDOTITICO	92
4.3.2 ALTERAZIONE DEI DEPOSITI	98
4.3.3 GENESI ED ETÀ DEI PROCESSI DI ALTERAZIONE	99
5 - ANALISI DELLE RELAZIONI TRA COPERTURE DETRITICHE DEL CUL E PROCESSI CRIOTICI	103
5.1 INTRODUZIONE	104
5.2 TERMINOLOGIA E DEFINIZIONI	104
5.2.1 AMBIENTE PERIGLACIALE	105
5.2.2 IL PERMAFROST	106
5.3 ANALISI CLIMATICA	108
5.3.1 DISTRIBUZIONE POTENZIALE DEL PERMAFROST NELLE ALPI PIEMONTESI E RELAZIONI CON LE COPERTURE DETRITICHE DEL CUL	113
5.4 EVIDENZE PERIGLACIALI NELL'AREA DEL CUL	117
6 - ANALISI DELLO STATO DI ATTIVITÀ DELLE COPERTURE DETRITICHE DEL CUL	123
6.1 INTRODUZIONE	124
6.2 ANALISI DELLE EVIDENZE DI MOVIMENTO INDIRETTE	125
6.3 ANALISI INTERFEROMETRICHE RADAR DEI DATI PS-InSAR™	128
6.3.1 I PERMANENT SCATTERERS (PS) E LA TECNICA PS-InSAR™	128
6.3.2 VANTAGGI E LIMITI DELLA TECNICA PS-InSAR™	130
6.4 ANALISI PS-InSAR™ NELL'AREA DEL CUL	132
6.4.1 ANALISI DELLE VELOCITÀ MEDIE	132
6.4.2 ANALISI DELLE SERIE STORICHE	137
6.4.3 CONSIDERAZIONI SUI RISULTATI DELL'ANALISI PS-InSAR™ NELL'AREA DEL CUL	139
APPENDICE CAPITOLO 6	142
7 - DISCUSSIONE E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	151
7.1 INTRODUZIONE	152
7.2 INTERPRETAZIONI GENETICHE ED EVOLUTIVE	153
7.2.1 ELEMENTI MORFO-EVOLUTIVI PRINCIPALI DELL'AREA DEL CUL	153
7.2.2 L'ORIGINE DEL DETRITO	162
7.2.3 DINAMICA E CINEMATICA DEI <i>BLOCK STREAM</i>	168
7.3 VINCOLI CLIMATICI, PALEO-CLIMATICI E CRONOLOGICI	175
7.4 CONCLUSIONI	179
7.5 PROSPETTIVE FUTURE	180
BIBLIOGRAFIA	182
ALLEGATI	195

AMBIENTE PERIGLACIALE E PERMAFROST

Alcuni fenomeni gravitativi e di colata detritica verificatisi negli ultimi anni in Piemonte hanno avuto origine in aree di alta quota, evolvendo talvolta in modo preoccupante in quanto hanno coinvolto i settori vallivi distali ed antropizzati. Tali parossismi hanno evidenziato la necessità di ampliare, verso le quote altimetricamente più elevate, l'ambito sino ad ora indagato dai monitoraggi meteorologici in relazione allo sviluppo della stabilità dei versanti. In particolare risulta importante evidenziare le possibili interrelazioni fra cambiamenti climatici e degradazione del permafrost che potrebbero causare un aumento della pericolosità geologica di ampie aree montane.

Il permafrost è certamente la componente della criosfera più diffusa nel mondo (oltre un quarto delle terre emerse del pianeta ne è occupato) ma è anche il meno visibile e appariscente. Il permafrost infatti si definisce come “un qualsiasi materiale che rimane al di sotto della temperatura di 0°C per più di due anni consecutivi” per cui la sua esistenza è assolutamente indipendente dalla presenza o meno di ghiaccio. Il permafrost infatti può interessare sia rocce lapidee che terreni sciolti e può contenere o meno il ghiaccio in percentuali assai variabili sia arealmente che al variare della profondità.

La presenza di permafrost è di difficile individuazione in quanto non è in genere immediatamente visibile anche perché durante la stagione estiva la sua porzione più superficiale (detta “strato attivo”) è sottoposta a temperatura superiori a 0°C con conseguente scongelamento dell'eventuale ghiaccio presente. Ciò influenza fortemente la circolazione idrogeologica, la stabilità dei versanti e gli ecosistemi terrestri presenti. Il permafrost rappresenta, quindi, uno stato fisico del terreno la cui esistenza dipende dalla temperatura media annua del suolo (TMAS), parametro in equilibrio dinamico con le condizioni climatiche.

Gli ambienti interessati dalla presenza del permafrost sono tra quelli in cui gli effetti del riscaldamento globale si manifesteranno probabilmente in modo più intenso: moderati incrementi della temperatura media annua, in queste regioni, possono causare cambiamenti di stato di ampie regioni attualmente occupate da permafrost. Tali alterazioni possono avere significativi impatti sia sugli equilibri naturali (modificazioni nel ciclo del carbonio e nel ciclo dell'acqua indotti da un aumento dello spessore dello strato stagionalmente sottoposto a scioglimento), sia sulle attività umane in ambiente montano (modificazioni della stabilità dei versanti, subsidenza e relativo danneggiamento delle infrastrutture, crolli in roccia, perturbazione dei circuiti idrogeologici, ecc.).

D'altra parte il permafrost è stato inserito dagli organismi internazionali quali l'Organizzazione Mondiale della Meteorologia (WMO) come indicatore privilegiato del cambiamento climatico, la conoscenza quindi della sua distribuzione può costituire la base di un possibile programma di monitoraggio da inserire anche nelle reti internazionali e da utilizzare per la conoscenza del cambiamento climatico a livello locale.

STATO DELLE CONOSCENZE NELLE ALPI ED IN PIEMONTE

Gli studi inerenti la conoscenza del permafrost nelle regioni montuose sono molto recenti. Studi sistematici iniziarono intorno agli anni '60-'70 del XX sec. e le prime reti di monitoraggio a lungo termine furono installate solo agli inizi del XXI sec.

In Piemonte, la conoscenza dell'ambiente periglaciale (ambiente caratterizzato da basse temperature in cui prevale l'azione del gelo, non necessariamente legato alla prossimità di un ghiacciaio) e della distribuzione del permafrost è del tutto frammentaria e lacunosa.

Per migliorare ed ampliare le conoscenze sulla tematica in oggetto, a partire dal 2006 Arpa Piemonte ha avviato una serie di studi volti inizialmente alla creazione di una base dati relativa alla criosfera ed alla vulnerabilità criotica della Regione Piemonte, sfociata successivamente nel progetto europeo "PermaNet" finalizzato alla creazione di una rete di monitoraggio del permafrost e a costituire un gruppo di lavoro internazionale che coinvolgesse l'intero arco alpino.

Prima dell'inizio del Progetto PermaNet nelle alpi italiane la distribuzione del permafrost era stata stimata attraverso l'applicazione di modelli diversi in Valle d'Aosta, in Lombardia e più recentemente in Veneto e nella provincia di Bolzano. Solo in alcuni casi, limitati per lo più all'Alta Valtellina, la prospezione geofisica ed il metodo BTS (misure di temperatura alla base del manto nevoso) erano state applicate per calibrare i modelli e/o per caratterizzare la distribuzione del permafrost. Per quanto concerne le indagini geognostiche erano ancora più sporadiche e si limitavano ai sondaggi effettuati in Alta Valtellina, al Passo dello Stelvio in provincia di Bolzano e nei siti di Cervinia e di Punta Helbronner in Valle d'Aosta.

In Piemonte le conoscenze erano abbastanza scarse prima dell'avvio del progetto. Infatti, solamente nelle Alpi Marittime alcuni studi focalizzati soprattutto sulla distribuzione dei rock glaciers erano stati compiuti. Tra questi, il rock glacier di Schiantala in alta Valle Stura di Demonte (CN), già oggetto di studio negli anni '90 per le sue relazioni con il glacialismo recente, più recentemente è stato oggetto di ricerche multidisciplinari (geomorfologiche, glaciologiche e geofisiche) che hanno portato ad una sintesi sulla sua evoluzione geomorfologica. Altre conoscenze di carattere generale relative all'ambiente periglaciale derivano dal catasto nazionale dei rock glaciers che aveva evidenziato 250 rock glaciers nel territorio piemontese con meno di un quinto degli individui attivi.

IL PROGETTO EUROPEO "PERMANET" NELLE ALPI PIEMONTESI

Il progetto "PermaNet" (permafrost long-term monitoring network), presentato nella first call del Programma di Cooperazione Territoriale "Alpine Space 2007÷2013", ha preso avvio nell'estate del 2008 con una durata di 38

mesi. Nel progetto sono coinvolte quattordici istituzioni di cinque paesi (Italia, Austria, Germania, Francia e Svizzera) con lo scopo principale di realizzare una rete di monitoraggio del permafrost alpino e di valutare la distribuzione potenziale del permafrost nelle Alpi; tutto ciò finalizzato alla implementazione di strategie di governance applicate alle aree di alta montagna (per ulteriori dettagli sul progetto si rimanda al sito web <http://www.permanet-alpinespace.eu>).

Le principali attività che Arpa Piemonte, in qualità di Project Partner, svolge nell'ambito del progetto sono: l'installazione delle stazioni per il monitoraggio del permafrost alpino, la mappatura della distribuzione del permafrost alpino, il confronto tra distribuzione del permafrost alpino e quadro del dissesto regionale, analisi delle relazioni tra dati del permafrost e dati sul dissesto (fenomeni gravitativi e colate detritiche) attraverso l'aggiornamento ed implementazione della mappa della "vulnerabilità criotica" e l'analisi dei dati interferometrici da satellite PS-InSAR ed, infine, il trasferimento delle conoscenze al territorio finalizzate alla individuazione ed analisi di strategie di governance rivolte verso la gestione sia dei rischi naturali sia delle risorse idriche ed ambientali in genere.

LA DISTRIBUZIONE POTENZIALE DEL PERMAFROST NELLE ALPI PIEMONTESI

La distribuzione del permafrost può essere stimata attraverso modelli empirici o fisici basati sulla distribuzione delle forme connesse alla presenza di permafrost (rock glaciers, ecc.) o degli elementi climatici determinanti le condizioni favorevoli alla presenza del permafrost (temperatura dell'aria, manto nevoso, radiazione solare). Tali modelli non sono sempre di facile applicazione e non sempre hanno una adeguata accuratezza ma, comunque, possono fornire un quadro preliminare su cui sviluppare un piano di indagini indirette (BTS, geofisica, ecc.). Uno dei metodi empirici per l'analisi della distribuzione potenziale del permafrost si basa sul riconoscimento di alcuni elementi morfologici caratteristici dell'ambiente periglaciale e sulla loro distin-



FIG. A – Esempi di forme censite nel nuovo catasto degli elementi morfologici indicatori del permafrost. a – Rock glacier di Schiantala (Valle Stura di Demonte, CN, da foto aerea); b – protalus rampart (Valle Maira, CN); c – debris covered glacier (ghiacciaio del Belvedere, Valle Anzasca, VB, da Google Earth); d – lobi di ghiaccio (Valle di Rochemolles, TO).

zione in base allo stato di attività. Per questo motivo si è reso necessario rinnovare e dettagliare il catasto di tali elementi presenti nell'arco alpino piemontese. Rispetto al catasto precedentemente realizzato dal Comitato Glaciologico Italiano del 1997, il nuovo inventario raccoglie e classifica, oltre ai rock glacier, anche i protalus rampart (o nivomorene), i debris covered glacier (o giacciai neri) ed i principali lobi di geliflusso/soliflusso (FIG. A).

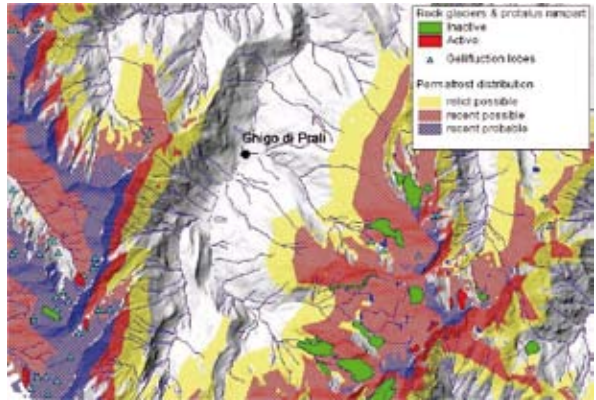


FIG. B - Stralcio della carta della distribuzione potenziale del permafrost nelle Alpi piemontesi (Val Germanasca, TO).

Partendo da questo inventario è stato possibile realizzare, per la prima volta in Piemonte, una cartografia sperimentale sulla distribuzione del permafrost alpino applicando il modello empirico PERMAKART modificato.

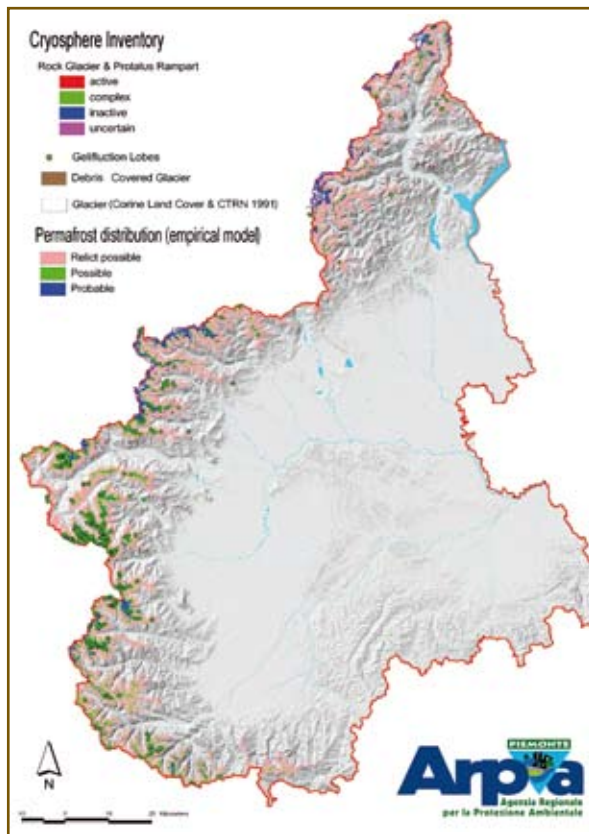


FIG. C - Carta della criosfera delle Alpi piemontesi.

La carta del permafrost potenziale si basa sull'assunzione che i rock glacier dinamicamente attivi siano indicatori di permafrost montano. Tale assunzione è stata recentemente messa parzialmente in discussione in quanto si è riscontrata la presenza di ghiaccio sedimentario relitto all'interno di rock glaciers. Per questo motivo, nel realizzare questa carta, per la prima volta si è introdotto anche un altro potenziale indicatore morfologico di permafrost, i protalus rampart. La distribuzione dei rock glacier e dei protalus rampart è stata analizzata statisticamente rispetto alla quota minima degli orli delle fronti e delle esposizioni medie dei corpi. Si è quindi calcolata la media e la moda della quota minima dei rock glacier e dei protalus rampart per ciascun ottante di esposizione. I valori così ottenuti permettono di definire delle quote minime al di sopra delle quali è possibile e/o probabile avere la presenza del permafrost. Trattando allo stesso modo anche i dati relativi alle forme inattive si ottiene la quota minima, per ciascun ottante

di esposizione, in cui è possibile avere un permafrost relitto.

Sono state quindi definite tre classi di potenziale presenza del permafrost (**FIG. B**): 1) permafrost antico o relitto, 2) permafrost possibile e 3) permafrost probabile. Al termine delle elaborazioni la distribuzione del permafrost risulta essere di circa l'8,5% del territorio piemontese.

La carta della distribuzione potenziale del permafrost, il catasto degli elementi morfologici indicatori del permafrost unitamente ai dati sulla copertura glaciale derivante dai dati della carta tecnica regionale numerica (CTRN Piemonte) e Corine Land Cover, hanno contribuito alla realizzazione della prima carta della criosfera delle Alpi piemontesi (**FIG. C**).

IL SISTEMA DI MONITORAGGIO DEL PERMAFROST NELLE ALPI PIEMONTESE

I modelli per la valutazione della distribuzione potenziale del permafrost non sono sempre di facile applicazione e non sempre hanno una adeguata accuratezza ma, comunque, possono fornire un quadro preliminare su cui sviluppare un piano di indagini indirette quali il BTS (misura della temperatura alla base del manto nevoso) o le indagini geofisiche (in particolare la prospezione geoelettrica) che possono dare una più puntuale caratterizzazione areale e, nel caso delle indagini geofisiche, anche verticale della distribuzione del permafrost. Tuttavia, è solamente con sondaggi di tipo geognostico che si può avere l'assoluta certezza della presenza del permafrost, e soprattutto del suo contenuto di ghiaccio, della sua temperatura e del suo spessore.

ANALISI INDIRETTE

BTS (Bottom Temperature of the Snow cover). Il BTS è una metodologia relativamente semplice e piuttosto economica per individuare e cartografare preliminarmente la presenza di permafrost e/o di ghiaccio sepolto. Il metodo si basa sul principio che la temperatura alla base del manto nevoso, alla fine della stagione invernale, corrisponde alla quantità di calore immagazzinata dal terreno durante l'estate ed al flusso di calore terrestre dell'area. In letteratura i valori di temperature $\leq -3^\circ\text{C}$ indicano un'alta probabilità della presenza di permafrost e/o di ghiaccio sepolto, mentre i valori compresi tra $-1,7$ e -3°C suggeriscono una sua possibile presenza. La metodologia consiste nel rilevare la temperatura del suolo al di sotto di una coltre di neve di potenza superiore a 100 cm nel raggio di 10 m, al termine dell'inverno ma prima che la fusione del manto nevoso abbia inizio (**FIG. D**). Nelle stagioni tardo-invernali



FIG. D - Fasi delle misurazioni BTS al sito del Passo dei Salati (q. 2990 m slm circa, Alagna Valsesia, VC). Da sinistra verso destra: fase di preparazione del foro di misura, inserimento del sensore termico nel foro di misura, ubicazione con GPS del punto di misura e rilevazione della temperatura BTS.

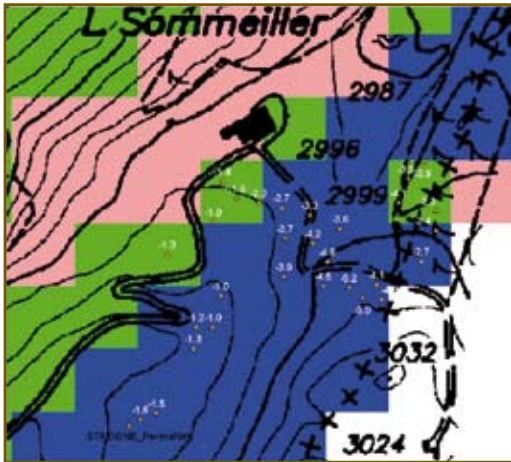


FIG. E - Misure BTS presso il sito del Colle Sommeiller (Comune di Bardonecchia, TO). Le misure termometriche associate a ciascun punto misura (rappresentati con il triangolo giallo) sono sovrapposte alla carta della distribuzione potenziale del permafrost ottenuta applicando il modello empirico PERMAROCK modificato (rosa: permafrost relitto, verde: permafrost possibile, blu: permafrost probabile).

del 2009, 2010 e 2011 sono stati rilevati oltre 400 punti misura BTS che hanno consentito sia di testare e validare la carta della distribuzione potenziale del permafrost, sia di verificare la variabilità spaziale dell'andamento termico superficiale.

In **FIG. E** è riportato un esempio dei risultati del rilievo BTS effettuato presso il Colle del Sommeiller (Bardonecchia, TO) nell'aprile 2010 sovrapposti alla carta della distribuzione potenziale del permafrost. Si può osservare come i valori di BTS indicativi di permafrost probabile ($< -3^{\circ}\text{C}$) e possibile (compreso tra -2°C e -3°C) hanno la classica distribuzione a macchia di leopardo che indica l'estrema variabilità del permafrost nelle nostre Alpi, funzione principalmente delle caratteristiche micro-topografiche e micro-climatiche.

Geofisica. Le indagini prescelte sono tomografie elettriche in quanto sono certamente il tipo di prospezione geofisica più idonea alla determinazione della presenza del permafrost (con ghiaccio) in ambito montano (**FIG. F**). Nonostante ciò in aree con substrato affiorante o subaffiorante anche questo tipo di indagine può non essere risolutiva in quanto la differenziazione tra aree con permafrost e aree senza permafrost in realtà si basano sulla presenza o assenza di ghiaccio all'interno del substrato investigato. Nel caso di rocce lapidee la bassa porosità e/o bassa fratturazione e la posizione geomorfologica dei siti prescelti, in genere lungo zone sommitali o di displuvio, può portare ad un bassissimo contenuto percentuale ($< 5\%$) di ghiaccio e/o acqua presente. Tale basso contenuto può essere talvolta non sufficiente a discriminare una roccia criotica da una non criotica (e anidra o quasi anidra).

RETE DI MONITORAGGIO DEL PERMAFROST: LE STAZIONI PERMANET

La scelta della tipologia di monitoraggio che è sviluppata da Arpa Piemonte ricade verso quella che meglio si adatta alle finalità del progetto. Infatti, si è deciso di effettuare un monitoraggio termico in fori verticali, effettuati in roccia, profondi alcune decine di metri (**FIG. G**). Misurando l'andamento termico in roccia e mettendo in relazione queste misure con i dati meteo-climatici sarà possibile ottenere delle relazioni tra clima e permafrost, valutando gli effetti del cosiddetto "cambiamento climatico" nelle aree di alta quota.

I fori realizzati sono di profondità variabile:

- ≤ 5 m, per avere informazioni relative al comportamento dello strato attivo;
- 30 m, per avere informazioni relativamente alle caratteristiche climatiche attuali;

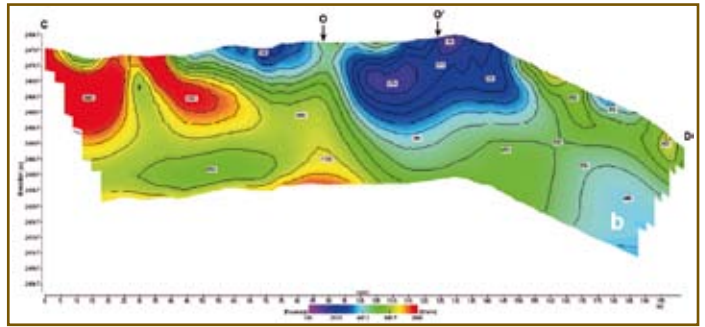


FIG. F – a) Localizzazione degli stendimenti geoelettrici (linee bianche) presso il Passo della Gardetta (Valle Maira, CN); b) esempio di risultato della elaborazione tomografica lungo il profilo C-D.

- 100 m di profondità, per un'analisi anche di tipo paleo-climatico (la maggiore profondità della perforazione consente di rilevare un record termico fossile, risalente probabilmente a 200-300 anni fa circa).

Per la selezione dei siti idonei in cui realizzare le perforazioni e l'istallazione delle stazioni di monitoraggio del permafrost, è stato necessario rispettare dei vincoli, in parte imposti dagli standard internazionali, in parte determinati da esigenze di progetto.

Vincoli geologico-geomorfologici: il sito è posizionato in un contesto litologico il più possibile omogeneo, possibilmente privo di disturbi tettonici e di flussi geotermici anomali, con substrato affiorante o sub-affiorante (sottilissima copertura di sedimenti). Il sito è posizionato su superfici piane o a debole pendenza, distanti da pareti rocciose e da corpi idrici che possano influenzare il regime termico dell'area. L'area deve essere, inoltre, priva di ghiacciai e nevati e non deve essere stata glacializzata negli ultimi 200-300 anni (o meglio, non deve essere stata glacializzata durante l'Olocene).

Vincoli climatici: il sito è rappresentativo di un contesto climatico omogeneo a grande scala; è stata quindi posta attenzione a particolari situazio-



FIG. G
a) Fase di perforazione al sito del Passo dei Salati (VC), b) stazione di monitoraggio del permafrost al Colle Sommeiller (TO) al termine della fase di completamento (in secondo piano la stazione meteorologica rimovibile posizionata in loco in occasione del progetto).

ni morfologiche che hanno ripercussioni di tipo microclimatico nell'intorno. Il bilancio termico medio annuo deve essere $< 0,5$ °C. Pertanto, è preferibile ubicare la perforazione su una superficie esposta ai venti in cui non vi sia un eccessivo accumulo di neve.

Vincoli criotici: il sito è ubicato in un'area in cui vi sia la presenza possibile o probabile del permafrost. L'ubicazione è stata inizialmente stabilita sulla base dei risultati dei modelli empirici e fisici. Successivamente è stata verificata con indagini di tipo geofisico e con la misurazione della temperatura all'interfaccia neve/suolo (BTS).

Vincoli di progetto: al fine di contenere i costi di realizzazione e di gestione/manutenzione delle stazioni di monitoraggio del permafrost, i siti sono stati ubicati in luoghi raggiungibili con strade o impianti a fune esistenti, limitando al massimo l'uso dell'elicottero. Inoltre, sono ubicati in corrispondenza o in prossimità di stazioni meteorologiche già esistenti.

Tutti i siti della rete hanno una perforazione di profondità sufficiente ad intercettare sia la tavola del permafrost sia la profondità di oscillazione termica annua (ZAA): entrambi questi elementi sono dei punti critici e degli ottimi indicatori del cambiamento climatico. Ove possibile, è stata raggiunta anche la base del permafrost, ossia la profondità massima alla quale posso ritrovare il permafrost. La profondità infatti della tavola del permafrost cambia annualmente mentre la temperatura della ZAA può cambiare annualmente solo in caso di forti cambiamenti, altrimenti necessita di qualche anno. La profondità della base del permafrost varia solitamente solo a scala secolare o millenaria ma, in fase di forte degradazione, anche a scala temporale più breve.

In base ai criteri sopra esposti ed alle risultanze delle indagini preliminari effettuate, sono state installate le seguenti stazioni di monitoraggio del permafrost:

- Passo del Monte Moro (q. 2870 m slm, Macugnaga, VB): foro di 30 m con 23 termistori e 2 termistori superficiali (uno in roccia ed uno in detrito);
- Passo dei Salati – Ist. Mosso (q. 2890 m slm, Alagna Valsesia, VC): foro di 3,5 m con 7 termistori, 2 termistori superficiali (uno in detrito grossolano ed uno in detrito fine), e 2 sensori di umidità del suolo a diversa profondità in detrito fine;
- Passo dei Salati – Corno del Camoscio (q. 3020 m slm, Alagna Valsesia, VC): foro di 30 m con 23 termistori e 2 termistori superficiali (uno in roccia ed uno in detrito);
- Colle Sommeiller (q. 2990 m slm, Bardonecchia, TO): foro da 5 m con 2 termistori, foro da 10 m con 5 termistori, foro da 100 m con 27 termistori, e 2 termistori superficiali (uno in roccia ed uno in detrito);
- Passo de La Colletta (q. 2840 m slm, Bellino, CN): foro di 30 m con 23

- termistori e 2 termistori superficiali (uno in roccia ed uno in detrito);
- Passo della Gardetta (q. 2490 m slm, Canosio, CN): foro di 30 m con 23 termistori e 2 termistori superficiali (uno in roccia ed uno in detrito).

LE STAZIONI PERMANET DELLE ALPI PIEMONTESI: I PRIMI DATI

I primi dati disponibili dalla rete delle 6 stazioni realizzate sulle Alpi piemontesi forniscono un quadro piuttosto disomogeneo, come, peraltro, era nelle

aspettative. Ciò è legato, in generale, alla stabilizzazione termica dei fori in seguito alla fase di perturbazione creata durante la perforazione stessa (FIG. H). È plausibile che sarà necessario almeno l'intervallo di un anno per avere una stabilizzazione termica del foro alle condizioni circa originarie. Altri disturbi possono essere legati alle differenze litologiche tra i diversi siti ed all'interno degli stessi profili. Infatti, la litologia condiziona direttamente le caratteristiche termiche del materiale (trasmissività termica in primo luogo) e quindi anche la propagazione del calore attraverso il mezzo.

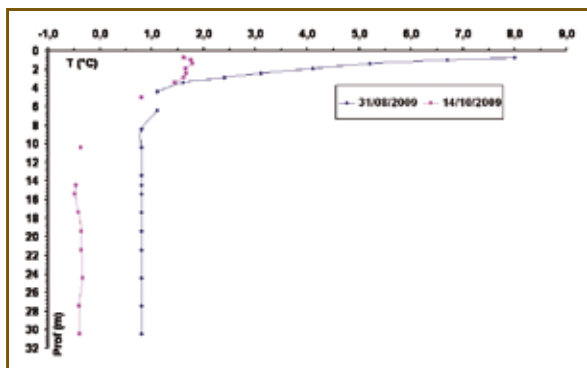


FIG. H - Confronto tra il profilo termico in foro da 30 m ottenuto con catena termometrica circa 15 giorni dopo la fine della perforazione (31/08/09) e valori medi misurati dalla stazione automatica il 14 ottobre 2009 nel sito del Corno dei Camosci.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE E PROSPETTIVE FUTURE

I primi risultati ottenuti durante la fase conoscitiva sul permafrost e sull'ambiente periglaciale in genere delle Alpi piemontesi condotta da Arpa Piemonte negli ultimi anni ha portato ad un notevole incremento delle conoscenze sulla criosfera regionale. Il catasto degli elementi morfologici indicatori del permafrost di recente realizzazione ha fornito un importante aggiornamento rispetto al precedente catasto disponibile per tutto l'arco alpino italiano. Rispetto al catasto precedentemente realizzato dal Comitato Glaciologico Italiano, il nuovo inventario raccoglie e classifica, oltre ai rock glacier (431), anche i protalus rampart (o nivomorene) (141), i debris covered glacier (o giacciai neri) (9) ed i principali lobi di geli flusso/soliflusso (492), informazioni finora trascurate.

Le elaborazioni condotte per analizzare la distribuzione potenziale del permafrost nelle Alpi piemontesi hanno subito una serie di implementazioni ed aggiornamenti che stanno portando ad un considerevole affinamento del modello. Il modello empirico PERMAKART modificato, basato sui dati dell'inventario dei rock glacier e dei protalus rampart, è stato applicato inizialmente su base regionale e successivamente suddividendo l'arco alpino piemontese in 4 settori principali (Ossola, Alpi Graie, Alpi Cozie, Alpi Marittime). I risultati ottenuti evidenziano delle differenze sostanziali nella distribuzione del permafrost che indicano un forte legame tra le condizioni del sottosuolo con le caratteristiche

climatiche locali. Più recentemente è stata effettuata una elaborazione dei dati meteo-climatici dell'ultimo decennio nel tentativo di utilizzare un modello fisico (PERMACLIM) che considera essenzialmente temperatura dell'aria ed altezza della neve al suolo. Attraverso questo modello (ancora in fase di validazione e sperimentazione per il Piemonte) è stato possibile ottenere una distribuzione preliminare del permafrost più aderente alle caratteristiche climatiche attuali da cui è possibile trarre considerazioni su tendenze passate e future.

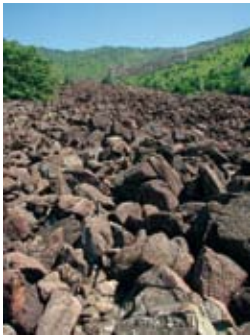
Le indagini indirette condotte sia per verificare e testare la carta della distribuzione potenziale del permafrost, sia per individuare i siti idonei in cui ubicare le stazioni di monitoraggio del permafrost hanno evidenziato situazioni molto irregolari e differenziate anche se la loro interpretazione è ancora in via di ulteriore definizione. Tuttavia, è solamente con sondaggi di tipo geognostico che si può avere l'assoluta certezza della presenza del permafrost, e soprattutto del suo contenuto di ghiaccio, della sua temperatura e del suo spessore. Per questo motivo Arpa Piemonte ha realizzato in 5 siti delle Alpi piemontesi delle stazioni di monitoraggio del permafrost. La scelta della tipologia di monitoraggio che è sviluppata da Arpa Piemonte ricade verso quella che meglio si adatta alle finalità del progetto PermaNet. Misurando l'andamento termico in roccia e mettendo in relazione queste misure con i dati meteo-climatici sarà possibile ottenere delle relazioni tra clima e permafrost, valutando gli effetti del cosiddetto "cambiamento climatico" nelle aree di alta quota. I primi risultati ottenuti dalle stazioni sono, ovviamente, ancora del tutto provvisori a causa della fase di test della rete. I dati disponibili sono al momento ancora in fase di elaborazione al fine di calibrare gli strumenti di misura, risolvere alcuni problemi tecnici incorsi durante il primo anno di esercizio e per valutarne il corretto approccio interpretativo.

Nel prossimo futuro verranno condotte le operazioni necessarie di intervento sulle stazioni con l'obiettivo di ripristinare i siti con problemi tecnici e per il mantenimento della rete. In particolare sarà necessario rivedere la progettazione di alcune stazioni in cui la manutenzione è gravata da costi e logistica non adeguati. Nel frattempo verranno ottimizzate le procedure di analisi dei dati delle stazioni operative.

Verrà implementata ed affinata la carta della criosfera delle Alpi piemontesi, aggiornando il database delle forme indicatrici del permafrost, migliorando le elaborazioni sulla distribuzione potenziale del permafrost e aggiungendo le informazioni sulle coperture glacio-nivali. I risultati subiranno successive fasi di validazione sul terreno, anche attraverso analisi indirette. Per questo motivo, oltre a continuare la già presente attività di indagine indiretta (BTS e geofisica) finora condotta, nel prossimo futuro tale attività verrà implementata al fine di aumentare i siti ed i punti misura con l'obiettivo di ampliare l'area di test minimizzando il margine di incertezza del modello.

RUOLO DEI PROCESSI CRITICI NELL'EVOLUZIONE DEL PAESAGGIO ALPINO: IL CASO DI STUDIO DEI BLOCK STREAM DEL COMPLESSO ULTRABASICO DI LANZO (ALPI OCCIDENTALI ITALIANE)

RELATIONSHIP BETWEEN CRYOTIC PROCESSES AND BLOCK STREAMS EVOLUTION IN THE LANZO ULTRABASIC COMPLEX (WESTERN ALPS, ITALY)



ABSTRACT

The object of this work is the study of the extended debris covers present in the outcrop area of the lithotypes belonging to the Lanzo Ultrabasic Complex (LUC), one of the largest outcrops of mantle rocks in the world (~ 140 km²), located at about 20 km NW of Turin (alpine inner margin of the North-western Italian Alps). Over 18% of the LUC is occupied by debris deposits characterized by continuous cover formed by heterometric blocks (from dm to m), prismatic shaped, with a low degree of rounding and with open-work fabric. In vertical cross-section, the Upper Debris Complex (UDC) is characterized by a coarsening upward sequence in which smaller clasts show greater degrees of rounding and of chemical weathering. The UDC passes with a generally abrupt stratigraphic contact to a Lower Diamicton Complex (LDC) consisting in a matrix-supported diamicton, locally clast-supported, with prevalent sand and silt, and clay in varying percentages.

These debris covers are distributed almost entirely along the main watershed that ranges between 1,000 and 1,650 m a.s.l. where they are characterized by a mantle distribution, with gradual transition to a very fractured bedrock. Several debris tongues start from these mantled covers, occupying middle and lower slopes of the LUC. These tongues are mainly located in the incisions and in the small valleys, and their toes approach the present valley floors.

The scientific basis of this research is the study carried out by Capello (1963). This Author made the first map of the LUC debris covers that he baptized "campi di pietre (o caos rocciosi)" and "colate di pietre (o pietrose)" (fields of stones - or rocky chaos - and flows of stones). Capello accurately identified and described 107 debris bodies (Annexes) and attributed their origin to periglacial processes, in comparison with active rock glaciers of Orco Valley (Graie Piedmont Alps). Subsequently Fioraso & Spagnolo (2005; 2009) redefined the mapping of such accumulations, identifying 157 debris bodies (Annex), which they denominated "block stream", and bring the Capello's interpretations into question. According to Fioraso & Spagnolo, genesis and evolution of the LUC block streams are linked to prevalent phenomena of weathering and landslide processes, not necessarily related to periglacial conditions.



Starting from these assumptions, a research plan has been developed in which the main goal is to analyze the genetic and evolutionary mechanisms of these phenomena, assessing particularly the contribution (recent and/or past) of cryotic processes (see Chapter 1). The study separates the analysis of the debris origin from the analysis of mass movements which affect, or have affected, debris accumulations. Then, a new mapping and morphological-morphometric elaborations of the LUC debris covers have been carried out (see Chapter 3 and Annex 3). Considering the relationships between bedrock and debris covers, a particular attention to define litho-structural setting and the effects of chemical weathering of the LUC bedrock has been paid (see Chapter 4). Moreover, the climatic characteristics of the studied area have been analyzed, referring to the potential existence of periglacial conditions and to cryotic process evidences that may have played a role both in the production and in the movement of debris (see Chapter 5). Eventually, potential debris movements (ongoing and/or recent) have been investigated analysing both debris dynamic evidences and the satellite interferometric data (see Chapter 6).

At the end of this work, main results of the different study phases are discussed (see Chapter 7) in order to obtain models both for the genesis and the dynamics of the LUC debris deposits. Furthermore, main climate, palaeo-climate and temporal constrains are argued with the aim of to improve the knowledge in morpho-dynamic processes in the Quaternary evolution of the studied alpine area, with particular reference to the cryotic processes. In fact, the distribution of the periglacial environment in the Italian mountain range is a subject of considerable scientific interest, which are among the topics relevant to the understanding of the global climate change effects (Chelli et al., 2006). The study of the LUC debris accumulations, started about fifty years ago, fits well in this research branch. The results achieved, far from to be exhaustive, thus have the primary objective to improve the scientific debate.

CHAPTER 1 INTRODUCTION

The object of this work is the study of the extended debris covers located on the slopes between the low valleys of Susa and Viù at about 20 km NW of Turin. These deposits are developed with an evident continuity from the ridges to the areas of lower and middle slopes where these deposits are channelized into the incisions, in which they have elongated and lobated shape.

From the morphological point of view, in these debris covers two areas are recognizable: an upper area and a medium-distal one. In the first one the covers are uniform, where is often difficult to identify the transition to the fractured or very fractured bedrock, and the slopes have a concave profile with gradient generally over 20÷25°; in the medium-distal area, debris covers are elongated and channelized, they have well defined edges and a convex transverse profile with a gradient lower than 20°. Debris tongues and lobes are characterized by a predominantly linear and confluent shapes, and only occasionally they are divergents. Closed and elongated depressions, ridges, lobes and other particular morphologies are evident inside the debris accumulations.

The surface of debris deposit is characterized by heterometric and prismatic blocks (from a few decimetres to a few meters), with low rounding degree, and with open-work fabric, totally without matrix. In some rare cross-sections can be observed coarsening upward sequence in the debris accumulation and the underlying diamicton with matrix-supported fabric, of reddish-brown colour. The matrix is characterized by predominant sand and silt, with subordinate clay in variable percentages.

Particularly striking is the distribution of these deposits. In fact, 90% of debris bodies, individual or coalescent, are concentrated in outcrop area of the Lanzo Ultrabasic Complex (LUC). The LUC (also known in the literature as “Lanzo Peridotitic Massif” or as “Lanzo Ultrabasic Massif”) is one of the largest outcrops of mantle rocks of the world (Boudier, 1978, Piccardo et al., 2007; Balestro et al., 2009). From the lithological point of view, this complex is made up essentially of a peridotitic core (spinel lherzolites, harzburgites and dunites) and a peripheral serpentinitic areas (serpentinized peridotites and serpentinites). The LUC is also characterized by evident and widespread phenomena of chemical weathering. The weathering effects are particularly manifested in correspondence of some magnesite deposits located at the base of the LUC (Natale, 1972, Miè & Natale, 1978).

Debris covers are mainly concentrated in the areas of the peridotitic outcrops. Similar debris bodies (significantly lower in size than those of the LUC), have been reported and described by Conti (1940) and Firpo et al. (2006) on the Serpentine Voltri Group (Unit of the Mt. Beigua) in the Ligurian Alps. Other similar accumulations are also located near the Mt. Nero and Mt. Aiona, Aveto valley (Ligurian Apennines) where there is a bedrock of ophiolitic lherzolites and serpentine belonging to the Aiona-Ragola Unit (External Ligurides) (Fioraso & Spagnolo, 2009).

1.1 OGGETTO DI STUDIO

Il presente lavoro ha per oggetto lo studio delle estese coltri detritiche presenti sui rilievi compresi tra le basse valli di Susa e di Viù, a circa 20 km a NW di Torino (**FIG. 1.1**). Tali depositi di versante si sviluppano con evidente continuità dalle zone di cresta alle zone medio-basse dei versanti dove si incanalano lungo le incisioni, assumendo forme allungate e lobate (**FIG. 1.2**).

Dal punto di vista morfologico, in tali coltri detritiche si distinguono due settori: uno di coronamento ed uno medio-distale. Nel primo le coltri sono uniformi, spesso difficili da distinguere dal substrato sub-affiorante (fratturato e allentato) e presentano un profilo trasversale concavo con acclività generalmente superiore ai 20-25°; nel settore medio-distale le coltri detritiche assumono forme allungate lungo le incisioni, presentano limiti netti ed un profilo trasversale convesso con acclività inferiori ai 20°. I depositi disposti in lingue e lobi allungati assumono prevalentemente forme lineari e confluenti, e solo occasionalmente diffluenti. All'interno della coltre detritica si evidenziano morfologie particolari quali depressioni chiuse e allungate, dorsali, lobi e rughe.

Gli accumuli detritici sono caratterizzati in superficie da blocchi di dimensioni variabili da pochi dm a qualche m, di forma prevalentemente prismatica e con basso grado di arrotondamento, con struttura prevalentemente caotica e

FIG. 1.1
Inquadramento
geografico
dell'area di studio
(mappa tratta da
www.tuttocittà.it,
modificato).

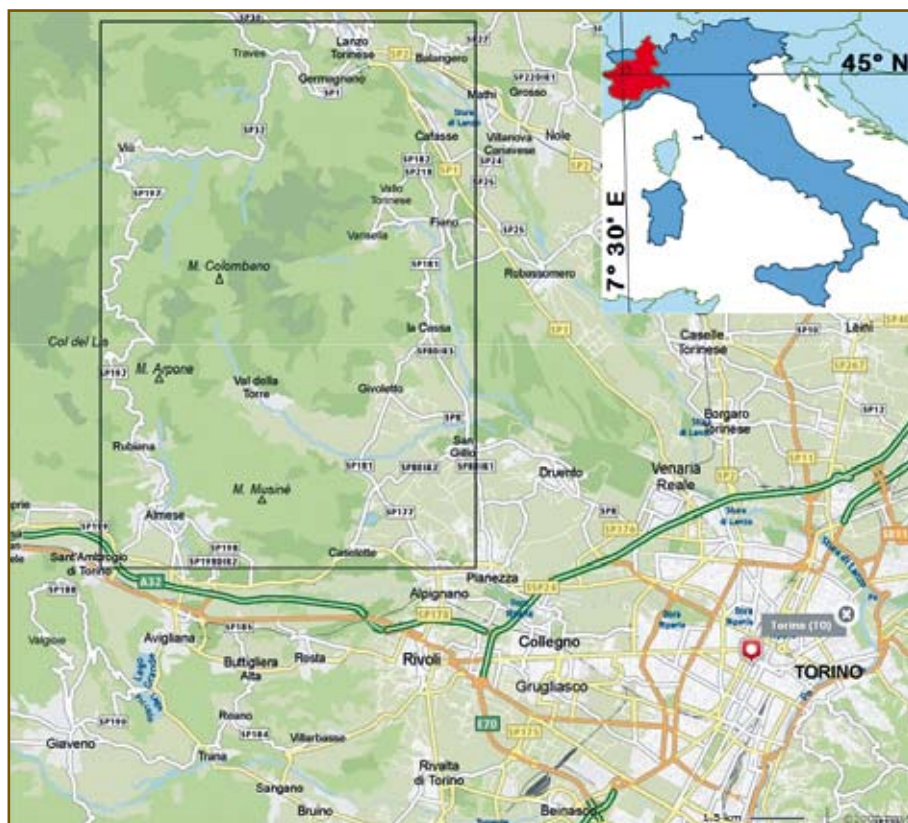




FIG. 1.2 – Panoramica tridimensionale virtuale del settore settentrionale dell'area di studio (Terra Explorer – Arpa Piemonte, foto aeree volo IT2000). Nell'immagine è ripresa parte dello spartiacque principale che separa le Valli di Lanzo, in basso, dai bacini dei torrenti Ceronda e Casternone, in alto, e che comprende la cima più elevata del Complesso Ultrabasico di Lanzo (M. Colombano, 1658 m slm). Lungo tale spartiacque è osservabile la maggiore concentrazione delle estese coltri detritiche oggetto di studio, evidenziate dai colori grigio-marroni, in parte ben delimitate ed in parte nascoste dalla vegetazione (in verde). Dalla spartiacque si dipartono una serie di lingue detritiche che scendono lungo i versanti incanalandosi nelle incisioni e che, in alcuni casi, raggiungono il fondovalle attuale (es. in corrispondenza della Stura di Lanzo).

con tessitura *open-work*, totalmente priva di matrice (**FIG. 1.3**). In alcune, rare, quanto fortunate, sezioni si è potuto osservare la gradazione *coarsening upward* del detrito e la presenza di un *diamicton* sottostante a struttura *matrix-supported* di colore bruno-rossastro. La matrice è caratterizzata da una prevalente componente sabbioso-siltosa con subordinata, quanto variabile, frazione argillosa.

Particolarmente sorprendente è la distribuzione di tali depositi. Infatti, il 90% circa dei corpi detritici censiti, singoli e coalescenti, sono concentrati in modo particolare nell'area di affioramento del Complesso Ultrabasico di Lanzo (CUL). Il CUL (noto in letteratura anche come Massiccio Peridotitico di Lanzo o Massiccio Ultra-



FIG. 1.3 – Coltre detritica superiore costituita da blocchi peridotitici, eterometrici, di forma prevalentemente prismatica, con basso grado di arrotondamento (bacino del R. Tronta, Vallo Torinese).

sico di Lanzo) è uno dei più estesi affioramenti di rocce di mantello esistenti al mondo (Boudier, 1978; Piccardo et al., 2007; Balestro et al., 2009). Dal punto di vista litologico tale complesso risulta costituito essenzialmente da un nucleo peridotitico (Iherzoliti, harzburgiti e duniti preservate e prive di serpentino) e da settori periferici serpentinitici (peridotiti serpentizzate e serpentiniti). Il CUL è altresì caratterizzato da evidenti ed estesi fenomeni di alterazione chimica, legati principalmente all'idrolisi dell'olivina. Gli effetti dell'alterazione chimica si manifestano in modo particolarmente intenso in corrispondenza di alcuni giacimenti di magnesite che bordano la base del CUL (Natale, 1972; Miè & Natale, 1978).

Le coltri detritiche risultano particolarmente concentrate nelle aree di affioramento delle peridotiti. Raggruppamenti di corpi detritici analoghi, di dimensioni decisamente inferiori rispetto a quelli qui trattati, sono stati segnalati e descritti da Conti (1940) e Firpo et al. (2006) sulle serpentiniti del Gruppo di Voltri (Unità del M. Beigua), nelle Alpi Liguri. Altri accumuli simili sono inoltre localizzati nei pressi del M. Nero e del M. Aiona, in Val d'Aveto (Appennino Ligure) ove, anche in questo caso, è presente un substrato ofiolitico costituito da Iherzoliti e serpentiniti appartenenti all'Unità di Aiona-Ragola (Liguridi Esterne) (Fioraso & Spagnolo, 2009).

1.2 STUDI PREGRESSI

Il primo ad occuparsi delle coltri detritiche del CUL fu Capello (1963), il quale descrisse accuratamente questi fenomeni come '*campi di pietre (o caos rocciosi)*' e '*colate di pietre (o pietrose)*'. I '*campi di pietre*' si riferiscono ai settori medio-alti dei versanti ricoperti da una coltre detritica più o meno omogenea, mentre le '*colate di pietre*' si riferiscono alle coltri detritiche incanalate. Tale Autore attribuì l'origine e l'evoluzione di questi depositi ai processi di tipo periglaciale, associando tali accumuli ai *rock glacier* attivi della Valle Orco.

Dopo Capello, si sono interessati a questi fenomeni anche Carraro (1992), in occasione di uno studio locale per un'opera idraulica in progetto in Valle di Viù, e Fioraso & Spagnolo (2005; 2009). Questi ultimi Autori sintetizzano i meccanismi genetici di tali depositi (che chiamano "*block stream*") ed i loro rapporti con l'evoluzione pliocenico-aternaria del settore alpino in cui sono ubicati. In contrapposizione con Capello (1963), Fioraso & Spagnolo (2005; 2009) evidenziano il sostanziale contributo fornito dai processi di alterazione (*chemical weathering*) delle peridotiti nella genesi delle coltri detritiche e discriminano il ruolo svolto dalla gravità dai fenomeni criogenici e dalla circolazione idrica superficiale e profonda nell'evoluzione di questi fenomeni.

1.3 SCHEMA CONCETTUALE (MIND MAP)

Partendo dalle considerazioni di Capello (1963) e di Fioraso & Spagnolo (2009) è stato definito un percorso analitico le cui linee essenziali sono sinte-

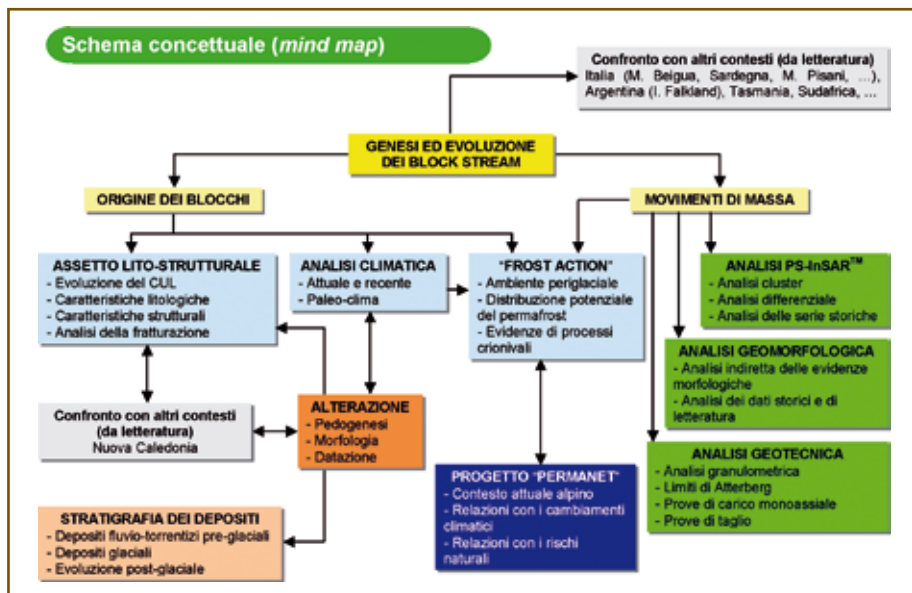


FIG. 1.4
 Schema concettuale dell'approccio analitico. Dettagli nel testo.

tizzate nello schema concettuale riportato in **FIG. 1.4**.

Per affrontare lo studio sulla genesi ed evoluzione delle coltri detritiche, oltre ad un irrinunciabile lavoro di sintesi e di costante confronto con la bibliografia esistente, è necessario innanzitutto separare l'analisi dell'origine dei blocchi dalla analisi dei movimenti di massa che eventualmente interessano, o hanno interessato, gli accumuli detritici.

Per quanto concerne l'origine dei blocchi, il primo aspetto da affrontare riguarda l'analisi dell'assetto lito-strutturale degli ammassi rocciosi affioranti (Capitoli 2 e 4). Tale analisi deriva in parte dall'abbondante produzione scientifica relativa alla geologia dell'area del CUL ed in parte dall'attività di rilevamento. Dalla letteratura è possibile dedurre interessanti informazioni riguardanti: la petrografia e la petrologia dei litotipi affioranti, l'evoluzione pre-, sin- e post-alpina del CUL, gli elementi strutturali presenti, la distribuzione e le relazioni reciproche dei litotipi, nonché la natura e la distribuzione dei depositi relativi alle fasi evolutive più recenti (Pliocene - Quaternario). Inoltre, in letteratura sono disponibili importanti studi relativi agli intensi processi di alterazione che caratterizzano sia il substrato, sia i depositi. Particolarmente interessanti, a questo proposito, risultano le considerazioni di carattere climatico e paleo-climatico connesse direttamente con gli effetti dell'alterazione.

I rilievi di terreno sono rivolti all'integrazione del quadro delle conoscenze geologiche dell'area di studio. In particolare, l'attenzione è posta alla definizione dello stato di fratturazione del substrato roccioso e delle sue relazioni sia con i processi di alterazione, sia con la produzione del materiale detritico.

Al tema climatico e paleo-climatico sopra accennato è strettamente legato il tema principale della ricerca, ossia l'eventuale relazione tra le condizioni climatiche tipiche dell'ambiente periglaciale, lo sviluppo di processi criogenici

nell'area del CUL e la genesi ed evoluzione degli accumuli detritici (Capitolo 5). In questo caso, l'attenzione è posta ai processi connessi alla cosiddetta *frost action* (o *frost weathering*) che, come è noto, possono assumere un ruolo importante nella frantumazione del substrato roccioso. Infatti, è ben documentata nella letteratura geomorfologica relativa agli ambienti periglaciali la presenza di estese coltri detritiche la cui origine è frequentemente imputata ai processi che in tali ambienti hanno luogo.

La *frost action* è presa in considerazione anche per valutarne il ruolo giocato nella mobilizzazione degli accumuli detritici. In questo caso, i processi criogenici chiamati in causa sono strettamente legati alla presenza di processi di *frost creep*, geliflusso e/o soliflusso associati a condizioni di gelo stagionale o di *permafrost*.

All'analisi delle condizioni periglaciali hanno contribuito anche i risultati preliminari dell'attività svolta da Arpa Piemonte nell'ambito del progetto europeo "PermaNet – Permafrost long-term monitoring network" (Programma Alpine Space II, 2007-2013). Obiettivo principale di tale progetto è la realizzazione di una rete di monitoraggio finalizzata a valutare l'evoluzione del *permafrost* alpino in funzione delle caratteristiche climatiche. In Piemonte sono state recentemente realizzate 5 stazioni di monitoraggio costituite principalmente da catene di termometri inserite in perforazioni in roccia profonde 5, 10, 30 e 100 m. Le temperature misurate a diverse profondità all'interno di ciascuna perforazione consentiranno di valutare l'andamento termico all'interno della roccia valutandone le relazioni con le condizioni climatiche e paleo-climatiche. Poiché i dati termometrici sono ancora in fase di validazione non è possibile utilizzare queste informazioni nel presente studio. È, invece, possibile utilizzare i risultati preliminari derivanti dall'applicazione dei modelli di distribuzione potenziale del *permafrost* nelle Alpi piemontesi. Infatti, un altro obiettivo rilevante del progetto PermaNet è la realizzazione della carta della distribuzione potenziale del *permafrost* dell'intero arco alpino. Dal confronto tra le distribuzioni del *permafrost* e delle coperture detritiche del CUL è quindi possibile valutarne le relazioni sia spaziali, sia temporali.

Per quanto riguarda l'analisi dei movimenti di massa che eventualmente coinvolgono, o hanno coinvolto, i corpi detritici, sono previste diverse attività analitiche (Capitolo 6). Oltre a considerare la già citata *frost action*, lo studio è articolato in tre filoni principali di indagine: 1) l'analisi geomorfologica, 2) l'analisi dei dati PS-InSAR™ e 3) l'analisi geotecnica dei materiali fini posti al di sotto delle coltri detritiche.

Il rilevamento morfologico consente l'individuazione di elementi significativi ritenuti diagnostici di movimenti che hanno interessato sia le coltri detritiche, sia i depositi fini sottostanti.

L'analisi dei dati PS-InSAR™ è una tecnica relativamente recente messa a punto dal Politecnico di Milano che si basa sulla interferometria da satellite. Utilizzando questa tecnica, è possibile individuare sul terreno dei cosiddetti "Diffusori Permanenti" (*Permanent Scatterers*, o PS), caratterizzati da una firma spettrale costante nel tempo. I PS possono essere oggetti naturali (quali affioramenti rocciosi

e coperture detritiche) od antropici (quali edifici e antenne). Il satellite, transitando sullo stesso punto in tempi differenti, “riconosce” il PS e, se si è spostato (entro certi limiti di quantità e di velocità di spostamento), è in grado di fornire la misura di tale spostamento. Le coltri detritiche del CUL si prestano molto bene ad una analisi di questo tipo in quanto particolarmente dense di PS. Tali analisi, attraverso elaborazioni geostatistiche specifiche, consentono di valutare gli eventuali movimenti che hanno interessato tali coltri nel decennio 1992÷2001.

Infine, per valutare gli eventuali movimenti delle coltri detritiche del CUL, si è ritenuto opportuno inserire nello schema concettuale del presente studio anche una caratterizzazione geotecnica dei materiali fini presenti alla base delle coltri detritiche. Le classificazioni granulometriche e le prove geotecniche classiche effettuate su tali materiali consentono di formulare alcune considerazioni riguardanti le caratteristiche di resistenza al taglio dei materiali stessi, utili ai fini dei calcoli di stabilità.

1.4 APPROCCIO METODOLOGICO

Sulla base del modello concettuale esposto nel paragrafo precedente, è stata impostata una serie di attività di raccolta dati ed analisi che verranno descritte nel dettaglio nei capitoli seguenti.

L'impostazione adottata nel presente studio rispecchia in larga massima quelle dei lavori precedenti di [Capello \(1963\)](#) e di [Fioraso & Spagnolo \(2009\)](#). Infatti, in tali lavori sono state analizzate le coltri detritiche del Complesso Ultrabasico di Lanzo in modo generale, partendo da una cartografia più o meno dettagliata dei corpi di accumulo corredati di una descrizione complessiva e dei principali elementi caratterizzanti. Rispetto al lavoro di [Capello \(1963\)](#), [Fioraso & Spagnolo \(2009\)](#) individuano e cartografano un numero maggiore di corpi detritici e, grazie all'utilizzo delle tecniche di analisi in ambiente GIS, adottano un approccio maggiormente quantitativo. Capello descrive le coperture detritiche partendo dal presupposto che nella loro genesi ed evoluzione abbiano giocato un ruolo predominante i processi criotici (sebbene abbia intuito l'importanza della pervasiva alterazione del substrato e dei depositi), a discapito di un approccio scientificamente rigoroso. D'altro canto, Fioraso & Spagnolo non distinguono tra le diverse tipologie di coltri detritiche presenti nell'area del CUL e non considerano le coperture analoghe presenti nelle aree limitrofe per un eventuale confronto. In ogni caso, il grande pregio di entrambi i lavori è l'elevato numero di informazioni disponibili, sia quantitative che qualitativo-descrittive.

Ciononostante, ancora una volta, in questo studio si è deciso di adottare un approccio che affronta l'analisi delle coltri detritiche del CUL in modo del tutto generale, partendo da una cartografia di dettaglio realizzata *ad hoc*, integrando e migliorando le analisi quantitative in ambiente GIS ed arricchendo le osservazioni già effettuate nei lavori precedenti. La cartografia di dettaglio consente di distinguere diverse tipologie di coperture detritiche ed i principali affioramenti del substrato. In

questo modo, tale approccio porta a chiarire i rapporti genetici tra coperture detritiche e substrato ed i rapporti stratigrafici tra coperture detritiche e le altre tipologie di depositi. Grazie all'utilizzo delle nuove tecnologie di interferometria satellitare, questo approccio si dimostra efficace anche in relazione all'analisi della dinamica attuale e recente di tali coltri. Inoltre, la scelta di un approccio generale rispetto all'adozione di un approccio locale è stata condizionata dalla mancanza di dati strumentali puntuali e dalla impossibilità di reperire fondi necessari per l'utilizzo di strumentazioni adeguate per uno studio di dettaglio (quali ad es. sensori termometrici, stazioni GPS, indagini geofisiche, analisi chimiche e diffrattometriche).

1.5 BLOCK FIELD E BLOCK STREAM: TERMINOLOGIA E MODELLI GENETICI ED EVOLUTIVI

Nel presente lavoro si è deciso di utilizzare la terminologia anglosassone “*block field*” e “*block stream*” per descrivere rispettivamente i campi di detrito e le lingue detritiche, sebbene tali termini includano anche un significato genetico intrinseco. Infatti, fin dagli albori degli studi di geocriologia e della geomorfologia periglaciale (al termine del XIX secolo), le coperture detritiche costituite da cospicui accumuli di blocchi angolosi, caratteristiche delle aree polari, sub-polari e montane, furono immediatamente attribuite ad una genesi legata ai processi criotici in ambiente periglaciale (Geikie, 1894; Andersson, 1906; Von Lozinski, 1909; 1912). Negli anni seguenti, gli accumuli detritici grossolani ed angolosi (*rubble-drift*, *head*, *rock-rubble accumulations*) che caratterizzano gli alti versanti e le sommità dei rilievi vennero estesamente e dettagliatamente descritti nella letteratura scientifica e riferiti a *facies periglaciali*. Attualmente, tali accumuli sono comunemente riferiti ai *block stream*, *block field*, *felsenmeer* o *kurum* (Washburn, 1973; 1980; White, 1976; French, 2007).

Block field, *boulder field*, *felsenmeer* ed altri termini analoghi sono tutti nomi attribuiti alle coperture detritiche costituite da blocchi angolosi nei territori alpini e sub-polari. In genere, si tratta di coperture estese, su superfici relativamente piane o debolmente inclinate, costituite da blocchi di dimensioni da medie a grandi (Sharpe, 1938). Analoghi accumuli detritici sono ubicati sui versanti dove vengono usualmente denominati *block slope*, *block stream*, *rubble sheet* e *rubble stream* (cfr. Washburn, 1973). Nella maggior parte dei casi tutti questi termini sono stati utilizzati per descrivere accumuli di blocchi originatisi *in situ* da processi di alterazione e disgregazione del substrato; solo in pochi casi sono stati riferiti ad altre tipologie di accumuli detritici, quali depositi glaciali e di versante (cfr. Dredge, 2000). Comunemente, la formazione di tali accumuli detritici è attribuita ai processi di *frost mechanical weathering* (*frost shattering/wedging*) anche se talvolta vengono richiamati i processi di alterazione, i fenomeni gravitativi e l'azione glaciale. Caine (1983), studiando i *block field* della Tasmania, fu uno dei primi a suggerirne un'origine poligenetica legata al glacialismo, ai processi di alterazione, al *frost creep* ed alla erosione fluviale.



FIG. 1.5 – “Stone run” sul Mt. Kent delle Isole Falkland orientali, Oceano Atlantico meridionale (52°05'04,98" S, 59°49'47,08" W) (<http://en.wikipedia.org/wiki/File:Stone-run.JPG>).

I *block field* in senso stretto, come originariamente descritti, si distinguono dagli altri tipi di accumuli detritici in quanto non hanno subito trasporto, sono prodotti *in situ* e ricoprono il substrato dal quale derivano (cfr. Ritter et al., 2002). La genesi dei *block stream* (*stone run*, *boulder stream*, *rock stream*) (**FIG. 1.5**) è stata attribuita da numerosi Autori (Joyce, 1950; Psilovikos & van Houten, 1982; Whittecar & Ryter, 1992; Harris et al., 1998; Boelhouwers, 1999; Sumner, 2004) a fenomeni di geliflusso sviluppati in ambienti stagionalmente o permanentemente gelati; in alcuni casi, tuttavia, i *block stream* sono stati interpretati come *lag deposit* (Boelhouwers et al., 2002), come prodotti dell'evoluzione di *debris flow* (Lovejoy, 1972) o come effetto combinato di più meccanismi genetici (Mills, 1988; Grab, 1999).

L'origine dei *block field*, dei *block slope* e dei *block stream*, attribuiti genericamente a “facies periglaciali”, non è ancora ben compresa ed i modelli proposti per spiegarne origine ed evoluzione sono ancora piuttosto speculativi. Il modello che richiama i processi di geliflusso per spiegare i movimenti delle coltri detritiche, per esempio, è ritenuto particolarmente valido se nella parte inferiore dell'accumulo è presente una matrice con elevate percentuali di sedimenti fini, come è stato osservato in alcuni casi (Denny, 1956; Caine, 1968; Sevon, 1969). Inoltre, la presenza nei *block stream* di alcuni elementi caratteristici dei processi

di geliflusso (quali terrazzette, lobi, orientazione dei blocchi) sembrano avvalorare tale ipotesi (Denny, 1956; Potter & Moss, 1968; Caine, 1972; Gutierrez & Peña, 1977). Tuttavia, non è stato ancora provato che la presenza di un complesso inferiore costituito da materiale fine o la presenza di elementi morfologico-sedimentologici particolari rappresentino una regola universale e, in mancanza di maggiori quantità di dati esaustivi, il meccanismo di geliflusso (o, in alternativa, di soliflusso) può essere considerato solo una ipotesi plausibile. Inoltre, tale processo risulta essere maggiormente efficace se vi è la presenza di una matrice fine tra i blocchi che in realtà è pressoché sempre mancante (sebbene sia possibile che sia stata completamente asportata da processi di dilavamento al termine della messa in posto degli accumuli detritici).

Alcuni Autori (Patton, 1910; Kesseli, 1941; Blagborough & Farkas, 1968) hanno ipotizzato un modello evolutivo analogo a quello che caratterizza la dinamica dei *rock glacier* (accumuli detritici contenenti ghiaccio interstiziale) per spiegare l'evoluzione di *block slope* e *block stream*. Tale modello ben si adatta ad accumuli detritici con elevata porosità (tessitura *open-work* o *partially open-work*) come quelli descritti in letteratura. Infatti, in questo caso non è necessaria la presenza di una matrice fine tra i blocchi ma è il ghiaccio stesso che occupa gli interstizi che determina il flusso. Quando il ghiaccio fonde lasciando liberi i blocchi, il corpo detritico diventa inattivo. Tuttavia, questo modello non spiega come mai nei *block slope* e *block stream* non sono presenti le tipiche morfologie dei *rock glacier*, quali fronti ad alto angolo e pronunciate dorsali e rughe. Inoltre, gli sforzi di taglio necessari per determinare i movimenti dei *rock glacier* sono maggiori rispetto a quelli richiesti per i meccanismi di geliflusso nei terreni fini. Ciò implica che, per avere moti propri nei *rock glacier*, questi ultimi devono avere spessori maggiori rispetto a quelli dei *block field*, *block slope* e dei *block stream* (Wahrhafting & Cox, 1959; Potter & Moss, 1968).

La quasi totalità dei lavori presenti in letteratura riguardante lo studio della genesi e della evoluzione di *block field*, *block slope* e *block stream* si riferisce a forme inattive, la cui origine è legata a condizioni più fredde riferibili, probabilmente, alle fasi glaciali pleistoceniche. Tuttavia, deve essere ancora dimostrato che tali accumuli detritici non si siano formati in condizioni climatiche attuali. Negli Appalachi (Stati Uniti d'America orientali) sono stati descritti *block field* sia attivi sia relitti (Hack & Goodlett, 1960; Rapp, 1967), mentre in alcune catene montuose poste più a settentrione (Urali settentrionali in Asia e monti dello Yukon settentrionale in Nord-America) molti *kurum* sono inattivi (Perov, 1969; Tyurin et al., 1982; Romanovskii, 1985; French, 1987). Inoltre, i *block field* possono formarsi anche in condizioni glaciali (Dahl, 1966; Ives, 1966). Infatti, è stato ipotizzato che i *block field* possono preservarsi al di sotto di un ghiacciaio a base fredda (Kleman & Borgström, 1990). Ne consegue che tali accumuli detritici, sebbene caratteristici dell'ambiente periglaciale, non possono essere considerati in modo acritico quali elementi diagnostici né per i processi legati alla *frost action* né per le condizioni di *permafrost*.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO E
GEOMORFOLOGICO

The studied area is located in the inner margin of the Western Alps. It covers the mountain ridge separating the low Susa and Lanzo valleys and the valley floor areas contiguous to the Turin plain.

In this area outcrop prevalently the lithotypes belonging to the Ligure-Piemontese ophiolitic units and secondly the Austroalpine units of the Sesia-Lanzo Zone (Bigi et al., 1990). Particularly, in this edge of the Piedmontese ophiolitic units, a complex of mantle rocks (without pervasive effects of the alpine tectonics and metamorphism) is recognizable. This complex is known as “Lanzo Ultrabasic Massif” or “Lanzo Peridotitic Massif” (Boudier, 1976) and currently defined as “Lanzo Ultrabasic Complex” (Balestro et al., 2009). This name indicates one of the largest peridotite outcrops (~ 150 km²) of the Western Alps, notably known for the exceptional preservation of mantle and oceanic lithological associations.

Moreover, extensive and important Plio-Quaternary deposits can be found in this area. The till and glaciofluvial (outwash) deposits forming the Rivoli-Avigliana Morainic Amphitheatre affect the whole area of the lower Susa valley. The fluvial and fluvio-torrential deposits are present in all analysed valleys; debris and detrital-colluvial deposits are widely distributed on the slopes, among which the block streams (described in Chapter 3) are the most evident.

2.1 INTRODUZIONE

L'area di studio è ubicata nel margine interno delle Alpi occidentali. Essa comprende i rilievi che separano le basse valli di Susa e di Lanzo ed i settori di fondovalle, ai margini di tali rilievi, che si raccordano con la pianura torinese (FIG. 2.1).

In tale settore affiorano prevalentemente i litotipi appartenenti al sistema Ligure-Piemontese delle falde ofiolitiche e subordinatamente le unità austroalpine della Zona Sesia-Lanzo (Bigi et al., 1990). Al margine perialpino dell'unità ofiolitica piemontese affiora un complesso litologico costituito prevalentemente da rocce di mantello che non hanno registrato in modo pervasivo gli effetti della tettonica e del metamorfismo alpini. Questo complesso è conosciuto e descritto storicamente come "Massiccio Ultrabásico di Lanzo" o "Massiccio Peridotitico di Lanzo" (Boudier, 1976 e rif. bibl.), attualmente definito "Complesso Ultrabásico di Lanzo" (Balestro et al., 2009). Con questo nome viene indicato uno dei più grandi affioramenti (~150 km²) di peridotiti delle Alpi occidentali che si distingue per l'eccezionale preservazione di associazioni litologiche mantelliche ed oceaniche.

Nell'area di interesse sono altresì presenti estesi ed importanti depositi di età plio-quadernaria. I depositi di origine glaciale e fluvio-glaciale che costituiscono i rilievi dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana interessano tutta l'area della bassa Valle di Susa. I depositi di origine prevalentemente fluviale e fluvio-

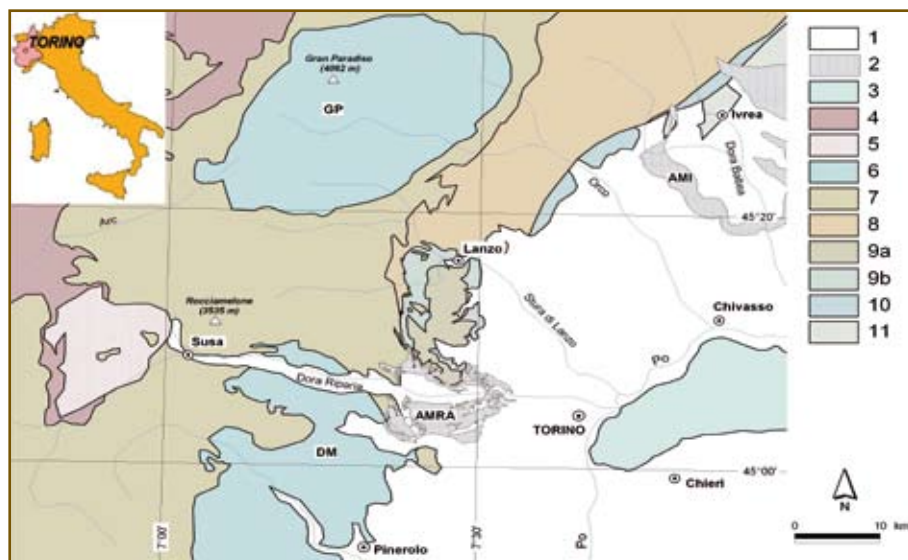


FIG. 2.1 – Inquadramento geologico dell'area di studio (Bigi et al., 1990, modificato). 1) Depositi fluviali e fluvio-glaciali quaternari della Pianura Padana occidentale; 2) depositi glaciali pleistocenici (AMRA = Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana; AMI = Anfiteatro Morenico di Ivrea); 3) successione oligo-miocenica della Collina di Torino; 4) Zona del Gran S. Bernardo (Dominio Pennidico); 5) Massiccio d'Ambin (Dominio Pennidico); 6) massicci cristallini interni del Dominio Pennidico (GP = Gran Paradiso; DM = Dora Maira); 7) calcescisti ofiolitici della Zona Piemontese; 8) Zona Sesia-Lanzo (Sistema Austroalpino); 9) Complesso Ultrabásico con Lanzo (a – peridotiti, b – serpentiniti e serpentinoscisti); 10) Zona del Canavese; 11) Zona Ivrea-Verbanese (Dominio Sudalpino).

torrentizia sono distribuiti in tutti i fondovalle principali e secondari dell'area di studio. Sui versanti sono particolarmente diffusi i depositi detritici e detritico-colluviali, i più evidenti dei quali sono costituiti proprio dai *block stream*, che verranno dettagliatamente descritti nel Capitolo 3.

2.2 ASSETTO LITO-STRUTTURALE

2.2.1 IL COMPLESSO ULTRABASICO DI LANZO

Il Complesso Ultrabasico di Lanzo (CUL) è delimitato a nord dalle unità austroalpine occidentali della Zona Sesia-Lanzo, ad ovest dalle unità austroalpine (Sesia-Lanzo) e penniniche (falde ofiolitiche), a sud e ad est dai depositi pliocenico-quadernari della bassa Val di Susa e dei sistemi fluvio-torrentizi ricordati ai depositi della Stura di Lanzo.

A causa della sua particolare posizione, alla giunzione tra Dominio Penninico, Australpino e Sudalpino, in passato è risultato difficile definire l'esatta pertinenza del CUL. Sulla base delle evidenze geofisiche esso appare in continuità con il corpo sudalpino di Ivrea (Boudier, 1976), tuttavia i relitti metamorfici eclogitici presenti nel corpo peridotitico escludono questa possibilità. A causa dell'intima associazione con le unità austroalpine, il Massiccio di Lanzo è stato associato anche a queste unità (Debelmas et al., 1979) ma, in seguito ad alcuni approfondimenti dei dati petrologici e geochimici, è stato attribuito al dominio Penninico (Nicolas, 1986; Bodinier et al., 1991; Fudral, 1996). Il Massiccio di Lanzo è attualmente attribuito all'Unità tettono-metamorfica "bassa Val di Susa - Valli di Lanzo - Monte Orsiera" nella Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50'000 (Foglio 154 "Susa", Cadoppi et al., 2002; Foglio 155 "Torino Ovest", Balestro et al., 2009), una delle unità a sicura affinità oceanica della Zona Piemontese Auct. che rappresentano la successione di copertura del bacino Ligure-Piemontese.

Nel Foglio geologico 155 "Torino Ovest" (Balestro et al., 2009), il corpo peridotitico di Lanzo è elevato al rango di Complesso all'interno della Unità bassa Val di Susa - Valli di Lanzo - Monte Orsiera per distinguerlo dalle altre masse di ultrabasiti presenti nella stessa unità, caratterizzate da una ben più complessa storia deformativa e metamorfica alpina.

2.2.1.1 LITOSTRATIGRAFIA ED EVOLUZIONE GEOLOGICA PRE-ALPINA

Recenti contributi (Piccardo et al., 2004a; 2004b; 2007a; 2007b) interpretano il CUL come una sezione di mantello litosferico sottocontinentale profondamente modificato dall'interazione con fusi astenosferici di tipo MORB durante le fasi precoci di *rifting* del bacino della Tetide Ligure. L'analisi petrografico-petrologica consente infatti di ricostruire l'evoluzione di tale settore alpino, dalle fasi intra-mantelliche alle fasi connesse con la strutturazione alpina, passando attraverso l'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese.

Dal punto di vista litologico, il CUL è costituito principalmente da: 1) un

nucleo di peridotiti a spinello, sostituite da peridotiti a plagioclasio, da 2) intrusioni precoci di harzburgiti e duniti e da intrusioni tardive di gabbri e basalti, e da 3) serpentiniti e serpentinoscisti antigoritiche affioranti lungo i suoi margini e lungo le zone di taglio che lo attraversano.

Peridotiti a spinello

Il protolito più antico riconoscibile in affioramento è costituito da peridotiti a spinello, rappresentate sia da peridotiti con una foliazione tettonica a spinello (miloniti o tettoniti a spinello, **FIG. 2.2a**) sia da peridotiti granulari a grana grossa (**FIG. 2.2b**). La foliazione è legata ad un evento deformativo intramantellico che perdurò per lungo tempo nelle condizioni della facies a spinello. All'interno delle peridotiti si riscontrano bande pirossenitiche, intensamente piegate e parallelizzate (**FIG. 2.2c**), in cui si riscontrano relitti di una precedente facies a granato. Tali bande derivano probabilmente da precedenti intrusioni basaltiche nelle lherzoliti a granato prodottesi per processi di fusione parziale nell'astenosfera durante la fase di risalita dalla facies a granato a condizioni di facies a spinello (Boudier, 1976; 1978; Elter et al., 2005).

Peridotiti reattive e di impregnazione

Durante la permanenza nelle condizioni di facies a spinello, la peridotite venne impregnata da fusi harzburgitici e dunitici provenienti dall'astenosfera. I fusi sottosaturi in pirosseno, percolanti attraverso la peridotite, reagirono con essa causando la cristallizzazione di olivina e di tardivi pirosseni. Per questo motivo tali rocce vengono anche definite peridotiti reattive ed al loro interno sono osservabili relitti della foliazione a spinello (**FIG. 2.3a**) (Elter et al., 2005; Piccardo et al., 2007a; 2007b).

Durante le fasi di risalita del mantello litosferico da condizioni di facies a spinello a facies a plagioclasio si ebbe la produzione di fusi a plagioclasio che causarono l'impregnazione della peridotite. L'impregnazione e la cristallizzazione avvennero seguendo i piani di foliazione esistenti, probabilmente in condizioni di transizione tra la facies a spinello e quella a plagioclasio (Elter et al., 2005; Piccardo et al., 2005) (**FIG. 2.3b**).

Intrusioni di harzburgiti e duniti

Con il progredire dei processi di fusione frazionata all'interno del mantello si crearono dei fusi che vennero intrusi nella peridotite impregnata a pla-

FIG. 2.2
Peridotiti del CUL:
a) foliate,
b) granulari,
c) bande
pirossenitiche
piegate in
peridotiti
granulari.



gioclasio sottoforma di filoni e dicchi di harzburgiti e duniti, costituendo: 1) bande a scala da decimetrica a metrica, concordanti con la foliazione principale delle tettoniti a plagioclasio incassanti e 2) corpi a scala decametrica di duniti discordanti con la foliazione delle peridotiti a plagioclasio. I tipi di rocce più frequenti sono le harzburgiti a spinello e cpx e le duniti a spinello, entrambe a struttura granulare (FIG. 2.4). A volte, sono presenti in queste rocce piccoli cristalli interstiziali di cpx e mega-cristalli idiomorfi e pecilistici di nuovo cpx magmatico (FIG. 2.5) e vene, filoncelli e filoni di composizione gabbrica. Studi recenti (Müntener & Piccardo, 2003; Piccardo et al., 2004a; 2004b; 2007a; 2007b) hanno riconosciuto per le duniti affioranti in questo settore del CUL una origine di sostituzione di pre-esistenti peridotiti a plagioclasio a causa della percolazione reattiva di fusi MORB.

Le bande di harzburgite e dunite concordanti con la foliazione utilizzarono la predisposizione strutturale del mantello sotto-continentale, mentre le duniti discordanti si intrusero in un livello relativamente più freddo e quindi, probabilmente, più superficiale quando il mantello raggiunse condizioni “oceaniche”. Anche i filoni ed i dicchi di gabbro risultano discordanti rispetto alla foliazione delle rocce incassanti (Elter et al., 2005).

Intrusioni di gabbri e basalti

Tutte le rocce peridotitiche vengono attraversate da filoni gabbri e talora da piccoli filoni basaltici a grana molto fine. I filoni di gabbri di potenza variabile (da decimetrica a metrica) si presentano sia come filoncelli ad andamento non rettilineo e contatti graduali e sfumati verso le peridotiti incassanti (primo gruppo), sia come filoni rettilinei con contatti netti e discordanti con la foliazione delle peridotiti (secondo gruppo, FIG. 2.6a). I filoni del primo gruppo (affioranti principalmente nelle aree di Madonna della Bassa e del versante

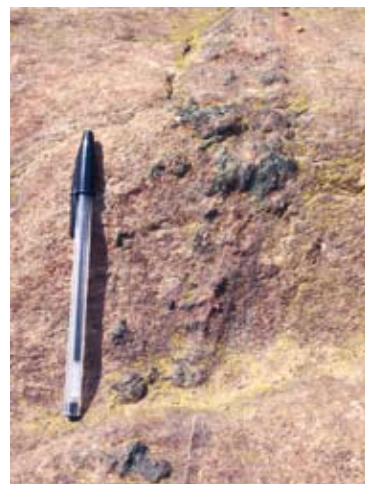
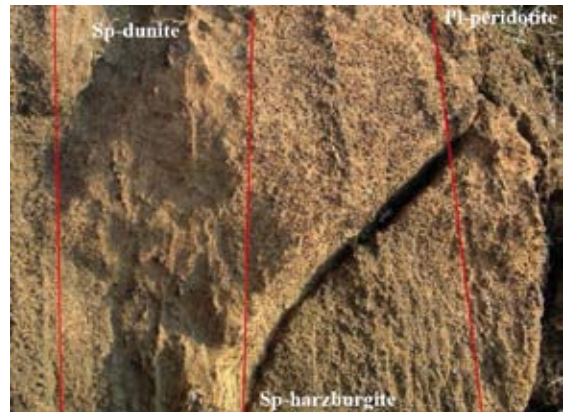
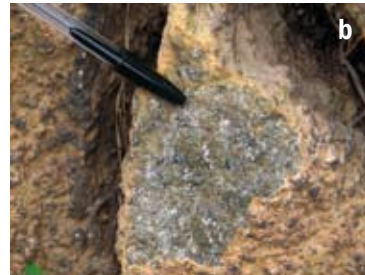


FIG. 2.3

a) Relitti della foliazione a spinello in peridotiti reattive, b) plagioclasio di impregnazione in peridotiti granulari.

FIG. 2.4

Intrusioni di dunite ed harzburgite con spinello in peridotiti granulari.

FIG. 2.5

Megacrystallo di cpx magmatico in filone dunitico.

FIG. 2.6 – a) Filone di gabbri (g) intruso in peridotiti (p) affiorante lungo la SP 32 a monte della loc. Borgo (foto Arpa Piemonte), b) campione di gabbro pegmatitico.



meridionale del M. Musinè) hanno una paragenesi spesso bimineralica (cpx + pl, a grana pegmatoide, con il cpx spesso molto abbondante e idiomorfo rispetto al pl). La composizione chimica delle fasi indica una cristallizzazione all'equilibrio con fusi primitivi di tipo MORB (Piccardo et al., 2004a; 2004b; 2007a; 2007b). I filoni del secondo gruppo comprendono sia gabbri olivini (Mg-gabbri), diffusi in tutto il complesso, sia gabbri ricchi in Fe-Ti-ossidi (Fe-gabbri), che affiorano principalmente nell'area del M. Arpone. Associati alle serpentiniti, in prossimità del CUL, sono talvolta presenti filoni di dimensioni da centimetriche a, raramente, metriche di gabbri rodingitici. È frequente la presenza del granato e sovente si trovano anche relitti di clinopirosseni magmatici, spesso di grossa taglia (il protolito era verosimilmente un gabbro pegmatitico) (Elter et al., 2005) (FIG. 2.6b).

Serpentiniti e serpentinoscisti

Le masse peridotitiche del CUL si trasformano ai bordi, dove sono attraversate da importanti zone di taglio che le delimitano, in serpentiniti antigoritiche sino a serpentinoscisti antigoritici, nelle zone più deformate (Balestro et al., 2009). Le serpentiniti rappresentano il litotipo più diffuso dell'Unità bassa Valle di Susa - Valli di Lanzo - M. Orsiera. Nell'area di studio e nei settori immediatamente adiacenti ad essa, le principali masse di estensione da ettometrica a chilometrica affiorano lungo la cresta che si estende da Rocca della Sella alla Torretta del Prete (massiccio del Civrari); serpentiniti a grana grossa

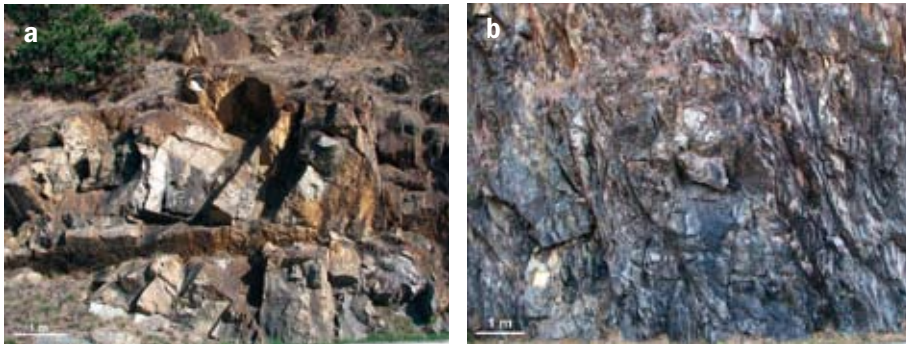


FIG. 2.7
 a) Peridotiti serpentizzate,
 b) serpentinoscisti affioranti lungo il margine settentrionale del CUL (affioramenti lungo la SP32, in prossimità di loc. Borgo).

con *fabric* peridotitico relitto affiorano in modo esteso nella zona del laghetto del Civrari, tra Rocca della Sella e il M. Arpon ed in bassa Valle di Viù (**FIG. 2.7a**). Le serpentiniti costituite da antigorite fibrosa danno luogo a facies da massicce (a grana fine) a scistose (serpentinoscisti). Le serpentiniti massicce sono generalmente di colore verde scuro e presentano una diffusa patina di alterazione di colore bruno. Localmente, si rinvencono serpentiniti a grana medio-grossa con *fabric* peridotitico relitto, definito da plaghe di colore verde chiaro corrispondenti ai siti originali del pirosseno mantellico (Balestro et al., 2009). I serpentinoscisti sono di colore variabile da verde chiaro a verde scuro (con patina di alterazione poco diffusa), a grana fine, con caratteristica scistosità sin-metaforfica pervasiva, frequentemente deformata dalla principale fase post-spinello con sviluppo di pieghe a diversa scala e talora *crenulation cleavage* di piano assiale. Comprendono anche le facies fortemente laminate legate alle principali zone di taglio fragili-duttili tarde- e post-metamorfiche (Balestro et al., 2006) (**FIG. 2.7b**).

2.2.1.2 ASSETTO STRUTTURALE ED EVOLUZIONE GEOLOGICA ALPINA

I settori circostanti il CUL, appartenenti sia alle unità austroalpine (Sesia-Lanzo) sia a quelle penniniche (Zona Piemontese Auct. e Dora-Maira), hanno registrato un'importante ed intensa evoluzione tettono-metamorfica durante l'orogenesi alpina, con sviluppo di paragenesi di alta pressione (*climax* eclogitico - evento metamorfico eoalpino) e successiva riequilibrio a diversa pervasività in facies scisti verdi (evento metamorfico mesoalpino).

Il metamorfismo alpino di alta pressione è registrato eterogeneamente nelle peridotiti. Ampie zone, in particolare quelle in cui affiorano peridotiti eccezionalmente fresche, sembrano non presentare evidenze di una sovraimpronta metamorfica, che invece è preservata nelle aree periferiche del CUL (Lagabriele et al., 1989). Ciononostante esiste un generale consenso sul fatto che il CUL abbia raggiunto condizioni di picco metamorfico confrontabili a quelle raggiunte dalla restante parte dell'Unità bassa Valle Susa – Valli di Lanzo – Monte Orsiera, come dimostrato dalla presenza di paragenesi eclogitiche in alcuni filoni di metagabbro all'interno del nucleo peridotitico (Kienast & Pognante, 1988; Pelletier & Müntener, 2006). Il metamorfismo eclogitico è registrato nelle ser-

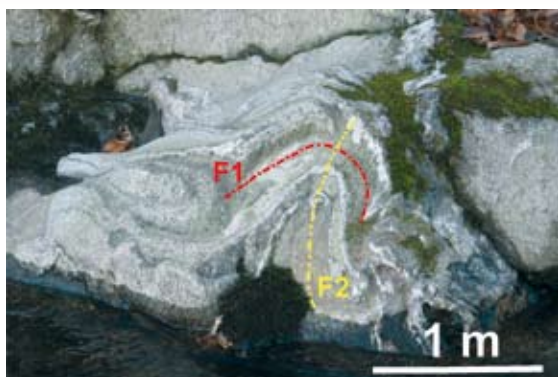

FIG. 2.8

Figura di interferenza legata a diverse fasi plicative alpine nelle quarziti affioranti lungo il T. Ricchiaglio.

pentiniti da fasce millimetriche e crenulazioni ad antigorite + diopside + olivina metamorfica + titan-clinohumite + clorite + magnetite entro associazioni ad antigorite pre-esistenti. Questa associazione mineralogica è indicativa del raggiungimento nel sistema ultrafemico idrato di condizioni eclogitiche. Infine, le vene di antigorite che tagliano tutte le strutture precedenti possono essere associate ad un evento retrogrado avvenuto durante fasi tardo-metamorfiche (Balestro et al., 2009).

Le unità austroalpine e pennidiche hanno inoltre registrato una evoluzione strutturale complessa, caratterizzata dallo sviluppo regionale di strutture sin-metamorfiche (pieghe, foliazioni e clivaggi) che, durante gli stadi evolutivi tardo- e post-metamorfici, hanno frequentemente rappresentato siti preferenziali di concentrazione della deformazione. I numerosi Autori che hanno studiato l'assetto strutturale del settore alpino oggetto di studio (Nicolas, 1969; Spalla et al., 1983; Perotto et al., 1983; Lagabrielle et al., 1989; Cadoppi et al., 2002; Codegone, 2008; Balestro et al., 2009) concordano sulla presenza di almeno quattro fasi deformative di tipo duttile (F1÷F4): le prime due, sicuramente sin-metamorfiche, si sono sviluppate in condizioni di alta pressione e sono associate rispettivamente allo stadio metamorfico eclogitico (fase F1) e scisti blu (fase F2) (FIG. 2.8). È invece controversa la cronologia delle ultime due fasi F3 e F4, ed in particolare il rapporto tra lo sviluppo della terza fase deformativa e lo stadio metamorfico in facies scisti verdi.

L'evoluzione strutturale post-metamorfica dell'area di studio è caratterizzata dall'innescio di faglie e zone di taglio fragili e fragile-duttile, di lunghezza variabile da metrica a chilometrica (Scambelluri et al., 1991; Elter et al., 2005; Balestro et al., 2006; Balestro et al., 2009). Nell'area di studio sono presenti due principali sistemi di zone di taglio regionali, rispettivamente ad andamento N-S e NW-SE (FIG. 2.9a). La zona di taglio orientata N-S definisce a scala regionale il contatto tra il CUL e le associazioni ofiolitiche dell'Unità bassa Val di Susa - Valli di Lanzo - M. Orsiera. Tale lineamento è in relazione con la Linea, o Zona, Viù-Locana, importante zona di deformazione che separa le unità austroalpine da quelle pennidiche (Mattiolo et al., 1913; Nicolas, 1966; Boudier, 1978; Debemas et al., 1979), e con il suo prolungamento meridionale (denominato Zona di Deformazione Col del Lis - Trana, ZLT) che si sviluppa all'interno delle unità pennidiche (Balestro et al., 2006; 2009). La zona di deformazione è espressa da associazioni di diversi elementi mesostrutturali (faglie, vene, pieghe e sistemi di clivaggi) e dalla presenza di rocce a struttura cataclastica (cataclasiti talora foliate, FIG. 2.9b). Nel settore del R. Ricchiaglio, lungo il margine occidentale del CUL, la zona di taglio è evidenziata dalla presenza di rocce gneissiche interpretate come scaglie austroalpine della Zona Sesia-Lan-

zo (Debelmas et al., 1979, Bergamini, 1987; Lagabriele et al., 1989) o intercalazioni acide appartenenti alle unità ofiolitiche penniniche (Pellétier & Müntener, 2006; Cogegone, 2008).

Il secondo sistema è orientato circa NW-SE, è meno continuo del precedente ed è ben evidente lungo la cosiddetta Zona di Taglio di Val della Torre e lungo l'allineamento Germagnano – Vallo Torinese, entrambe strutture interne al CUL che lo suddividono in tre settori: settentrionale (~5

km²), centrale (~90 km²) e meridionale (~55 km²). Le attuali conoscenze sul Massiccio di Lanzo indicano che l'evoluzione dei diversi settori di mantello (settentrionale e centro-meridionale) fu notevolmente diversa (Piccardo, 2008). Le zone di taglio che attualmente suddividono i tre settori del Massiccio di Lanzo acquisiscono quindi un significato paleo-geografico importante in quanto si tratta probabilmente di faglie normali o trasversi che hanno giocato un ruolo importante durante le fasi di *rifting* oceanico nel Giurassico o anche precedenti (Nicolas, 1986; Boudier, 1978; Bodinier et al., 1991). Successivamente, durante la strutturazione della catena alpina, tali zone di debolezza sono state riprese e riutilizzate dalla deformazione costituendo delle zone di taglio fragile-duttile, le uniche in tali settori ad aver

registrato la deformazione ed il metamorfismo alpini (Scambelluri et al., 1991; Elter et al., 2005). Lo sviluppo di zone di taglio in corrispondenza di orizzonti più o meno potenti di serpentinoscisti determina l'intensa tettonizzazione e laminazione di questi litotipi. Conseguentemente, si ha lo sviluppo di cloritoscisti (nei pressi di Richiaglio-Benna) o talcoscisti (S. Vito, Colle Grisoni) e di fibre millimetriche centimetriche di tremolite nei serpentinoscisti (FIG. 2.10).



FIG. 2.9 – a) Principali zone di taglio (ZT) che coinvolgono l'area del CUL. 1) ZT Viù-Locana, 2) ZT di Valdellatorre, 3) ZT di Vallo-Germagnano (Boudier, 1978, modificato); b) strutture S-C legate alla ZT Viù-Locana (loc. Porte di Viù).



FIG. 2.10 – Zona di taglio di Val della Torre evidenziata da una fascia di serpentinoscisti e talcoscisti (S) affiorante nel settore di S. Vito, Colle dei Grisoni.

Oltre ai due sistemi principali N-S e NW-SE, sono presenti altri sistemi di faglie con direzione NNW-SSE, NE-SW e ENE-WSW. Quest'ultimo, il più diffuso, comprende subordinatamente anche sistemi diretti E-W e WNW-ESE (Codegone, 2008; Balestro et al., 2009). Il sistema NE-SW è rappresentato da faglie coniugate prevalentemente dirette, con inclinazioni variabili, spesso associate alle faglie del sistema ENE-WSW. Quest'ultimo risulta particolarmente diffuso e raggruppa strutture con direzione variabile (ENE-WSW, E-W, WNW-ESE), generalmente molto inclinate, con cinematisma trascorrente o obliquo (Balestro et al., 2009). I principali lineamenti associati al sistema NE-SW presenti nell'area di studio sono segnalati a Givoletto (Balestro et al., 2009), nel settore di C. Marte - Colle Grisoni ed a sud di Col S. Giovanni (Codegone, 2008). I lineamenti del sistema ENE-WSW sono segnalati nel settore di Vallo Torinese e Varisella (Nicolas & Boudier, 1975), nella zona del M. Arpone, lungo il T. Messa, nel settore compreso tra Rubiana e località Madonna della Bassa (Balestro et al., 2009), a sud di C. Marte, a Le Crue (Bertesseno), nel settore di S. Vito e nei pressi di P.ta Gensane (Codegone, 2008).

2.2.2 LA SUCCESSIONE PLIOCENICO-QUATERNARIA

I depositi che si trovano ai margini del Complesso Ultrabasico di Lanzo sono riferibili a tre gruppi principali: i depositi glaciali dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana, i depositi fluviali della Stura di Lanzo e della bassa Valle di Susa ed i depositi fluvio-torrentizi dei bacini secondari impostati nei rilievi del massiccio peridotitico (FIG. 2.11). La genesi, il grado di alterazione e la datazione di tali depositi sono elementi importanti anche per la ricostruzione della evoluzione delle coltri detritiche oggetto del presente studio (cfr. Capp. 3 e 4).

2.2.2.1 LITOSTRATIGRAFIA

La litostratigrafia e la cronostratigrafia dei depositi pliocenico-quadernari presenti nei settori circostanti il CUL sono state recentemente aggiornate in seguito al rilevamento del Foglio 155 "Torino Ovest" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50'000 (Balestro et al., 2009). Nell'ambito di tale lavoro, per la suddivisione stratigrafica della successione pliocenico-quadernaria continentale, sono state adottate le unità a limiti inconformi (Salvador, 1994), distinte in base al bacino di pertinenza. Le unità deposizionali non vincolate per genesi ed evoluzione alla storia di un singolo bacino o prodotte da eventi a carattere locale sono state raggruppate nelle cosiddette "unità ubiquitarie".

Nel presente paragrafo vengono pertanto sintetizzati i caratteri salienti delle unità descritte da Balestro et al. (2009) e presenti a ridosso dei rilievi del massiccio di Lanzo (FIG. 2.12). I dati litostratigrafici relativi alla bassa Valle di Lanzo, non compresa all'interno del Foglio 155, sono stati desunti dal lavoro di Pinciaroli (1988) che ha inoltre proposto una interpretazione della evoluzione pliocenico-quadernaria di questo tratto alpino.

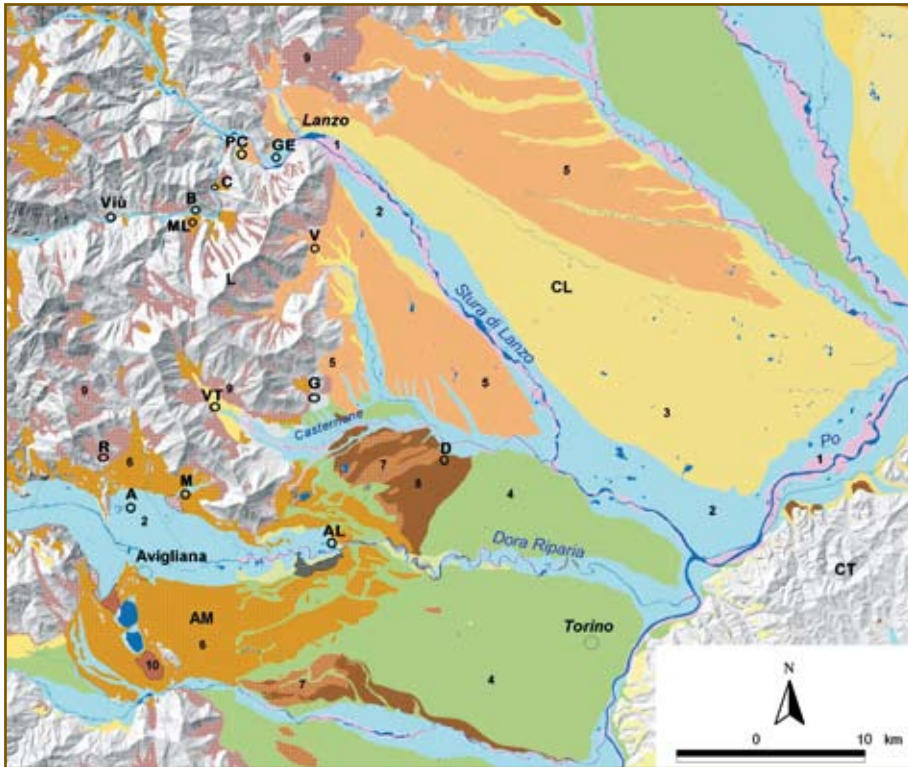


FIG. 2.11 – Schema semplificato dei principali depositi presenti nell'area di studio (derivato e modificato dalla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100'000, 1913; 1969). Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (AM), Conoide della Stura di Lanzo (CL), substrato pre-quadernario: Massiccio di Lanzo (L), Collina di Torino (CT). Depositi fluviali e fluvio-glaciali attuali (1), recenti (2), alterati (3 Stura di Lanzo; 4 Dora Riparia), tipo "ferretto" (5 Stura di Lanzo; 8 Dora Riparia). Depositi glaciali indifferenziati (6) e cerchie esterne dell'Anfiteatro di Rivoli (7). Depositi detritici di versante (9) e torbe (10). Riferimenti toponomastici: A: Almese; AL: Alpignano; B: loc. Borgo; C: loc. Castagnole; D: Druento; G: Givoletto; Ge: Germagnano; M: loc. Miosa; ML: loc. Molar del Lupo; PC: loc. Pian Castagna; R: Rubiana; V: Vallo; VT: Val della Torre.

Unità distinte in base al bacino di pertinenza

Nell'area oggetto di studio, i sedimenti sono attribuiti principalmente ai bacini della Dora Riparia e della Stura di Lanzo, nettamente distinti soprattutto per le loro caratteristiche petrografiche.

Nei sedimenti geneticamente legati al bacino della Dora Riparia prevalgono i clasti di serpentiniti, metagabbri, prasiniti, peridotiti e anfiboliti. Sono inoltre presenti in percentuali rilevanti quarziti, gneiss, scisti grafici e micascisti di provenienza pennidica mentre i rari ciottoli di marmi grigi e di calcescisti derivano dallo smantellamento delle coperture mesozoiche della Zona Piemontese.

Nei depositi connessi al bacino della Stura di Lanzo prevalgono serpentiniti, quarziti e gneiss provenienti dalle unità affioranti nelle Valli di Lanzo e dal Massiccio del Gran Paradiso. In minore percentuale, sono presenti calcescisti, cloritoscisti e anfiboliti della Zona Piemontese e micascisti della Zona Sesia-Lanzo. Nettamente subordinati sono i clasti di peridotite, prasinite e metagabbro, pur essendo litotipi caratteristici di questo bacino. Nei depositi più antichi

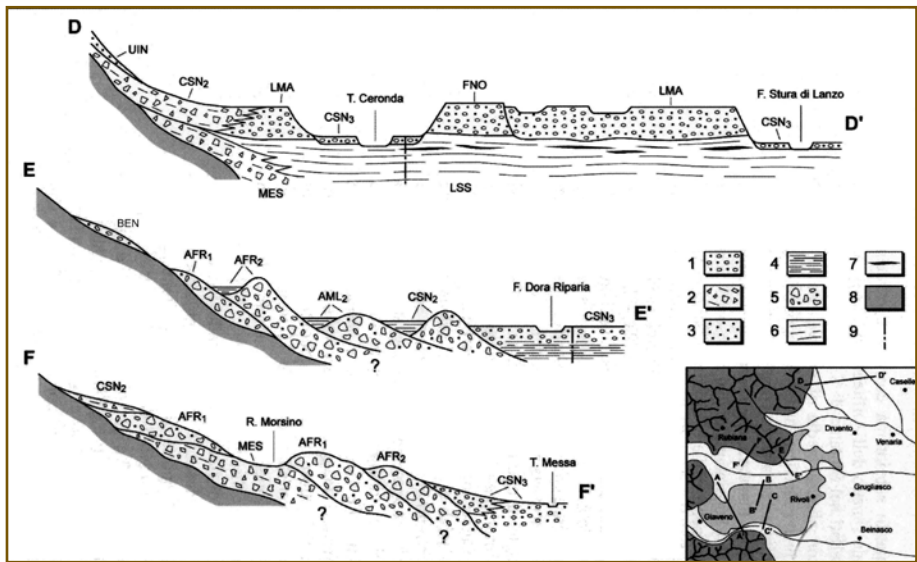


FIG. 2.12 - Schema dei rapporti stratigrafici della successione pliocenico-quadernaria nell'area del Foglio "Torino Ovest" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50'000 (Balestro et al., 2009). 1: depositi fluviali; 2: depositi di debris flow; 3: depositi detritici; 4: depositi lacustri e di torbiera; 5: depositi glaciali; 6: successione "villafranchiana"; 7: lignite; 8: substrato pre-pliocenico; 9: pozzo per acqua. AFR₁: Subsintema di Cresta Grande; AFR₂: Subsintema di Col Giansesco; AML₂: Subsintema di Truc della Pra; CSN₂: Subsintema di Crescentino; CSN₃: Subsintema di Ghiaia Grande; FNO: Sintema di Cascina Bello; LMA: Sintema di La Mandria; MES: Unità di Almese; LSS: Unità di La Cassa; BEN: Sintema di Bennale; UIN: block stream.

questi litotipi sono spesso rappresentati da clasti totalmente argillificati e ossidati in cui l'originaria struttura è pressoché irricognoscibile a causa degli intensi processi di alterazione (cfr. Cap. 3).

Il termine più antico della successione di pertinenza della Dora Riparia, riconosciuto da Balestro et al. (2009), affiora in corrispondenza dell'Anfiteatro di Rivoli-Avigliana ed è costituito da depositi prevalentemente grossolani di probabile origine fluvio-glaciale e di età riferita alla parte inferiore del Pleistocene medio (Sintema di S. Gillio). L'espressione morfologica corrisponde a blandi rilievi sviluppati nel settore a sud del T. Casternone, tra gli abitati di Druento e S. Gillio (8 in FIG. 2.11).

In rapporto di terrazzamento con i depositi appena descritti, gli Autori riconoscono il Subsintema di Cascine Vica, riferito alla parte superiore del Pleistocene medio. All'interno di questa unità sono distinti: 1) depositi riferibili ad un ambiente di piana fluvio-glaciale, 2) depositi glaciali di fondo, 3) depositi glaciali di ablazione e 4) depositi lacustri. Il Subsintema di Cascine Vica appartiene, insieme al Subsintema di Truc Monsagnasco, al Sintema di Bennale; queste due ultime unità sono presenti rispettivamente sul versante destro della bassa Valle di Susa e nel settore laterale destro dell'Anfiteatro di Rivoli-Avigliana.

Al Subsintema di Cascine Vica si accostano i depositi del Sintema di Frassinere, distinto in due sub sintemi, quello di Cresta Grande e quello di Col Giansesco, entrambi riferiti dagli Autori al Pleistocene superiore. Tali unità costituiscono le cerchie intermedie ed interne dell'Anfiteatro di Rivoli-Avigliana,

meglio definite e continue nel settore laterale destro. All'interno di queste unità sono stati distinti principalmente: 1) depositi glaciali di fondo, 2) depositi glaciali di ablazione e 3) depositi fluviali. Questi ultimi costituiscono parte dell'esteso conoide fluvio-glaciale della Dora Riparia localizzato nel settore esterno dell'anfiteatro e su cui è edificata la città di Torino (4 in **FIG. 2.11**) (Balestro et al., 2009).

Il termine più antico della successione di pertinenza della Stura di Lanzo indicato nel Foglio geologico "Torino Ovest" (Balestro et al., 2009) è il Sintema di Cascina Bello costituito prevalentemente da ghiaie fluviali grossolane riferite al Pleistocene medio. Tali depositi sono presenti sul versante sinistro dell'incisione del T. Ceronda ed in modo discontinuo anche sul versante destro, all'interno della successione terrazzata del conoide della Stura di Lanzo.

Tali depositi sono probabilmente presenti anche all'interno dell'incisione alpina della Stura di Lanzo, presso la località Pian Castagna (quota 560 m s.l.m.) e lungo la strada che sale alla vicina cappella di S. Giovanni (tra 625 e 590 m di quota), sul versante destro della Valle Stura. Tali depositi, interpretati da Sacco (1928) quali lembi dell'apice "*della conoide diluviale della Stura di Lanzo*" e nella Carta Geologica d'Italia (1969) quali "*depositi fluviali costituenti i lembi relitti di antiche conoidi della Stura di Lanzo (fluviale e fluvio-glaciale Mindel)*", sono riferiti a depositi fluviali di età Pleistocene inferiore – parte inferiore del Pleistocene medio da Pinciaroli (1988).

Il Sintema di La Mandria si appoggia al precedente e rappresenta il termine intermedio, arealmente più diffuso, della successione fluviale terrazzata. Questi sedimenti sono connessi all'azione di corsi d'acqua ad elevata energia, corrispondenti alla Stura di Lanzo ed al T. Ceronda. In base ai dati pedostratigrafici ed ai rapporti con le unità adiacenti, tali depositi sono riferiti alla parte superiore del Pleistocene medio (5 in **FIG. 2.11**) (Balestro et al., 2009).

Altre unità sono presenti all'interno del bacino della Stura di Viù, affluente della Stura di Lanzo. In particolare, Pinciaroli (1988) attribuisce ad una genesi fluvio-glaciale i depositi presenti sulla superficie terrazzata in località Castagnole, sul versante destro della valle. Tali depositi erano stati attribuiti da Sacco (1928) ai "*resti della prima glaciazione*" ed indicati come "*Diluviale*" nella relativa cartografia. Datazioni paleomagnetiche definiscono per tali depositi un'età riferibile alla parte inferiore del Pleistocene medio (Pinciaroli, 1988).

In località Molar del Lupo (destra idr.) e Borgo (sinistra idr.), Pinciaroli (op. cit.) distingue dei depositi glaciali di fondo, riferiti all'intervallo Pleistocene superiore – Olocene, che già Mattiolo (1904) e Mattiolo et al. (1913) attribuiscono genericamente a "*morene*". Anche Sacco (1928) descrive tali depositi come "*cordoni morenici e ripiani glaciali*". A questi depositi sono associati i depositi fluvio-glaciali affioranti in località Casa Spina (destra idr.) ed a Traves (sinistra idr.), che sono pertanto di età paragonabile (Pinciaroli, 1988).

Unità non distinte in base al bacino di pertinenza (unità ubiquitarie)

A queste unità appartiene l'Unità di La Cassa, il termine più antico della successione pliocenico-quadernaria affiorante nell'area della pianura torinese. L'unità è costituita da due termini sovrapposti (Complesso Inferiore e Superiore, Forno et al., 2007), separati da una discontinuità erosiva e sono geneticamente attribuiti ad un ambiente di pianura deltizia sul quale si è successivamente



FIG. 2.13 – Ceppo radicato (a) e tronco coricato (b) della foresta fossile della Stura di Lanzo nei depositi fluvio-lacustri (c) del Pliocene medio ricoperti dai depositi fluviali attuali e recenti (d) della Stura di Lanzo (affioramento in prossimità dell'abitato di Nole).

impostata una pianura alluvionale (Balestro et al., 2009). I sedimenti riferibili a questa unità, affioranti nelle incisioni del Ceronda e dello Stura di Lanzo, erano indicati nelle precedenti cartografie come “Villafranchiano” Auct. (Carta geologica d'Italia, 1969) in analogia con la “successione villafranchiana” affiorante nell'area tipo di Villafranca d'Asti (Carraro, 1996; Balestro et al., 2009). In base all'abbondante contenuto fossilifero vegetale (foglie, fruttificazioni, rami, tronchi ed apparati radicali, FIG. 2.13) il *Complesso Inferiore* è stato riferito al Pliocene medio (Martinetto, 1994; Bertoldi & Martinetto, 2001; Martinetto et al., 2007) mentre il *Complesso Superiore* è dubitativamente attribuito al Pleistocene inferiore (Balestro et al., 2009).

A questa unità è possibile attribuire anche i depositi limoso-argillosi contenenti livelli di lignite presenti in località Momello (Germagnano).

Altri depositi particolarmente interessanti sono quelli appartenenti alla Unità di Almese che affiorano nei settori periferici del Complesso Ultrabasicco di Lanzo (Balestro et al., 2009). I depositi riferiti a questa unità affiorano lungo l'incisione del T. Messa nel tratto compreso tra Rubiana ed Almese, lungo le incisioni del R. Morsino tra Rivera e Miosa (FIG. 2.14a), lungo il R. Vaccaro nei pressi di Givoletto, nei pressi di Rivasacco e del Truc di Miola; nell'incisione del R. Creus presso Varisella (FIG. 2.14b), nelle incisioni del basso versante antistante Germagnano ed in alcune incisioni e sui versanti dei bacini R. Maddalene, R. dell'Agnello e R. delle Toglie nel territorio comunale di Viù. Tali depositi sono costituiti principalmente da ghiaie e blocchi con struttura caotica e tessitura *clast supported*, con stratificazione orientata parallelamente all'andamento locale dei versanti; localmente sono presenti livelli sabbiosi laminati. I clasti, da subangolosi ad arrotondati, sono costituiti esclusivamente da peridotiti, peridotiti serpentizzate, serpentiniti e rari gabbri. Gli Autori riconducono tali depositi ad un ambiente di conoide alluvionale, caratterizzato dall'alternanza di processi torrentizi e di trasporto solido in massa (*debris flow*). I depositi sono generalmente molto alterati per tutto lo spessore visibile in affioramento (Capitolo 4), con i clasti di peridotiti spesso totalmente trasformati (con parti-

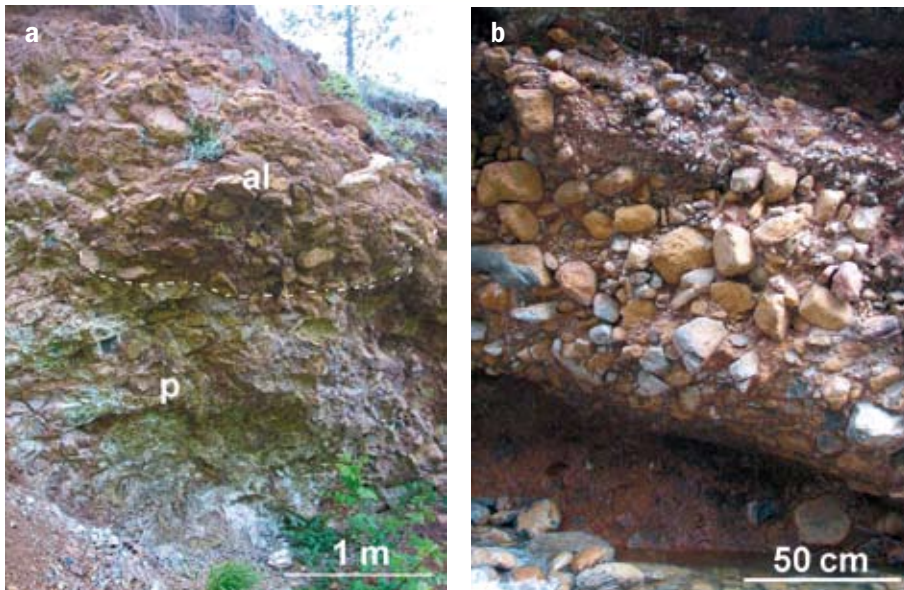


FIG. 2.14
 Unità di Almese.
 a) Depositi caotici molto alterati dell'unità di Almese (a) poggianti sul substrato peridotitico (p) in località Miosa, Almese;
 b) deposito caotico con ciottoli sub-arrotondati in bancate di potenza metrica (R. Creus, Varisella).

colare riguardo per la frazione olivinica) in un aggregato argilloso in cui tuttavia è ancora possibile riconoscere l'originaria struttura magmatica della roccia. I depositi sono sempre molto cementati e diffusamente attraversati (soprattutto nei settori di Almese e di Miosa) da un reticolo di vene biancastre di spessore millimetrico (eccezionalmente fino a 10 cm), costituite principalmente da dolomite, aragonite (spesso con aspetto fibroso) e magnesite (Natale, 1972; Miè & Natale, 1978).

All'interno dei depositi coerenti ed intensamente alterati dell'unità di Almese sono state osservate fratture di estensione da decimetrica a metrica, particolarmente concentrate all'interno delle porzioni siltoso-argillose. In alcuni affioramenti sono state inoltre individuate faglie di estensione metrico-decamentrica, fra le quali si segnalano, in accordo con Balestro et al. (2009):

- la faglia di località Molino, ubicata in corrispondenza dell'incisione del T. Messa, avente una direzione N-S e un'inclinazione di 45° verso Ovest;
- il sistema di faglie in località Miosa, costituito da un fascia di strutture di estensione decametrica aventi una direzione ENE-WSW e un'inclinazione media di 40° verso SSE (FIG. 2.15a);
- la faglia localizzata lungo il Rio Vaccaro, nei pressi di Givoletto, avente una direzione NNW-SSE e un'inclinazione di 25° verso WSW.

Altri elementi strutturali, individuati sempre all'interno dell'unità di Almese, sono stati osservati nell'alveo del T. Ceronda tra Fiano e Varisella, dove, tra gli altri, si evidenzia un sistema di fratture ad andamento subverticale rettilineo con direzione ENE-WSW (FIG. 2.15b). Sistemi di fratture e faglie, evidenziate sempre da strie meccaniche nella frazione siltoso-argillosa dei depositi dell'un-

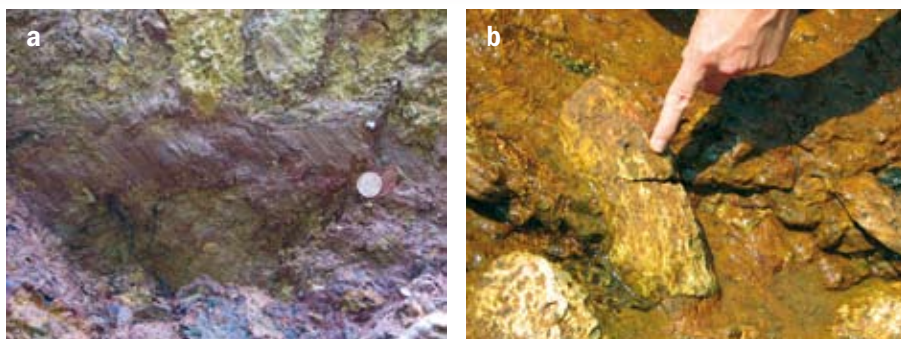


FIG. 2.15 – a) Strie meccaniche nei depositi siltoso-argillosi dell'unità di Almese (loc. Miosa), b) frattura ad andamento subverticale rettilineo con direzione ENE-WSW (alveo del T. Ceronda tra Fiano e Varisella). Si noti la prosecuzione della frattura attraverso il ciottolo peridotitico alterato.

tà di Almese, sono stati osservati anche lungo l'incisione del R. Tronta (Vallo Torinese) in cui sono osservabili anche strutture di flusso.

Il significato di queste strutture non è del tutto chiaro. Per quanto riguarda il sistema individuato nei pressi di località Miosa, la presenza sulle superfici di faglia di strie sovrapposte con indicazioni di movimento di tipo normale, inverso e trascorrente pone problemi di interpretazione cinematica. **Balestro et al. (2009)** interpretano tali elementi strutturali concordi con fenomeni deformativi legati ad episodi di glaciotettonica, prodottesi durante l'espansione del ghiacciaio valsusino. Tuttavia, la presenza di elementi strutturali orientati secondo le principali direzioni riscontrate nell'area (cfr. § 2.2.1.2) non esclude la possibilità che tali elementi siano in relazione con campi deformativi di origine geodinamica (neotettonica), anche se, ovviamente, la scarsa quantità di dati raccolti non ne permette una corretta trattazione statistica. Infine, considerate le associazioni tra elementi strutturali, geomorfologia locale e le strutture di flusso nei depositi è possibile ipotizzare anche una influenza legata alla gravità (tettonica gravitativa) che ha prodotto, in alcuni casi, deformazioni nei depositi pseudo-coerenti dell'unità di Almese (*soft-sediment deformation*).

Buona parte dei conoidi torrentizi, profondamente dissecati dal reticolato idrografico attuale, sviluppati al margine del Complesso Ultrabasico di Lanzo allo sbocco delle valli secondarie (es. Val della Torre, Givoletto e La Cassa) sono costituiti dai sedimenti riferiti al Subsistema di Crescentino. Si tratta di ghiaie ciottolose a supporto di clasti contenenti blocchi talvolta di dimensioni superiori al metro e con scarsa matrice sabbiosa e sabbioso-siltosa, attribuite al Pleistocene superiore - Olocene. Gli alvei attuali e gli ampi conoidi sui quali sorgono Almese e Villar Dora sono costituiti da depositi fluviali ghiaiosi, ghiaioso-sabbiosi e sabbioso-siltosi, appartenenti al Subsistema di Ghiaia Grande (Olocene – Attuale) che, insieme al Subsistema di Crescentino, costituisce il Sistema di Palazzolo (**Balestro et al., 2009**).

2.2.2.2 EVOLUZIONE GEOLOGICA PLIOCENICO-QUATERNARIA

Nel Pliocene le aree di pianura circostanti il Massiccio di Lanzo videro la transizione da un ambiente marino ad uno fluvio-lacustre. Il mare poco profondo del golfo padano, che lambiva i versanti alpini e gli sbocchi delle valli principali (la cui configurazione era simile a quella attuale), via via si ritirò lasciando spazio ad un ambiente di pianure deltizie. In questa fase si depositarono i sedimenti “villafranchiani” dell’Unità di La Cassa, ricchi di contenuto fossile vegetale, che si estendono in tutta l’area della pianura torinese, come testimoniano anche i dati di sottosuolo (Martinetto & Farina, 2005; Alberto et al., 2005; Balestro et al., 2009). Negli stadi terminali di questa fase, la sedimentazione divenne discontinua, interrotta da episodi erosivi di frequenza ed estensione crescenti, che portarono successivamente alla quasi totale asportazione della parte sommitale dell’Unità di La Cassa. Questo episodio portò alla formazione della superficie erosiva di estensione regionale che separa la successione fluvio-lacustre “villafranchiana” dalle coltri fluviali e fluvio-glaciali successive.

Contemporaneamente alla deposizione dell’Unità di La Cassa e fino a parte del Pleistocene medio, alla base dei rilievi che costituiscono il Complesso Ultrabasico di Lanzo si innestarono numerosi ed estesi conoidi alimentati principalmente da processi torrentizi e di *debris flow* a formare l’Unità di Almese (Balestro et al., 2009).

Successivamente, nel settore di pianura antistante gli sbocchi vallivi della Stura di Lanzo e della Dora Riparia prese avvio la formazione di estesi conoidi fluviali, rispettivamente testimoniati dalla deposizione nella parte inferiore del Pleistocene medio dei Sintemi di Cascina Bello e di S. Gillio (Balestro et al., 2009). Secondo alcuni Autori (Pinciaroli, 1988; Martinetto & Farina, 2005) la costruzione dell’ampio ventaglio del conoide della Stura di Lanzo iniziò già nel Pliocene. In ogni caso, tali datazioni si contrappongono alle precedenti interpretazioni che, a partire dalla fine del XIX secolo, attribuivano la formazione del conoide della Stura di Lanzo alla “*fiumana*” uscita dalle Valli di Lanzo al termine delle glaciazioni quaternarie (Sacco, 1888).

Nel Pleistocene medio la Stura di Lanzo approfondì il proprio alveo nei depositi del Sintema di S. Gillio fino ad intaccare nuovamente la successione fluvio-lacustre dell’Unità di La Cassa, cui seguì la deposizione del Sintema di La Mandria.

Nel Pleistocene medio ebbe inizio anche l’edificazione dell’Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (AMRA) legato alla espansione della fronte del ghiacciaio della Dora Riparia. Il cambiamento climatico avviatosi alla fine del Pleistocene inferiore, infatti, determinò il passaggio da condizioni di tipo caldo-umido a un periodo caratterizzato da forti contrasti climatici, in cui si alternarono periodi “glaciali” (freddi) e fasi “interglaciali” (umido-temperate).

L’analisi delle cerchie moreniche (Balestro et al., 2009) evidenzia che la costruzione dell’AMRA è avvenuta durante numerose fasi di espansione glaciale testimoniate, in ordine cronologico, dal Sintema di Bennale (subsintemi di Truc Monsagnasco e Cascine Vica, entrambi del Pleistocene medio), dal Sin-

tema di Frassinere (subsistemi di Cresta Grande e Col Giansesco, del Pleistocene superiore) e dal Sintema di Magnoletto (parte terminale del Pleistocene superiore) (FIG. 2.16).

Nelle basse Valli di Lanzo, a partire dal Pleistocene medio, si susseguirono episodi erosionali intervallati da modesti ed estemporanei episodi deposizionali che, iniziati a partire dalla originaria superficie di accumulo dei depositi "villafranchiani", portarono alla configurazione attuale.

Sono riconoscibili due episodi di natura glaciale ed un terzo di tipo fluviale (Pinciarioli, 1988). Il primo episodio glaciale è testimoniato nella bassa Valle di Viù dalla presenza di depositi fluvio-glaciali riferiti alla parte inferiore del Pleistocene medio in località Castagnole (Germagnano); alla confluenza con la valle principale, in località Perino (Traves), sono stati riconosciuti i relitti di una cerchia morenica formata da depositi glaciali di questo episodio. Il secondo episodio glaciale è testimoniato sia da sedimenti glaciali che fluvio-glaciali affioranti in località Molar del Lupo e Borgo (Viù) e riferiti ad un momento non meglio precisato tra il Pleistocene superiore e l'Olocene. A questo episodio corrisponde nel tratto terminale della Valle di Lanzo un episodio di natura fluviale (depositi fluviali di Pian Bausano, a monte di Germagnano).

Dalla correlazione altimetrica della superficie di appoggio basale di questi depositi con la cresta della dorsale sulla quale sorge il Collegio di Lanzo è possibile stabilire che l'incisione epigenetica entro la quale avviene attualmente lo sbocco della Stura di Lanzo nell'alta pianura (Ponte del Diavolo, FIG. 2.17) si verificò nella fase evolutiva successiva alla loro deposizione.

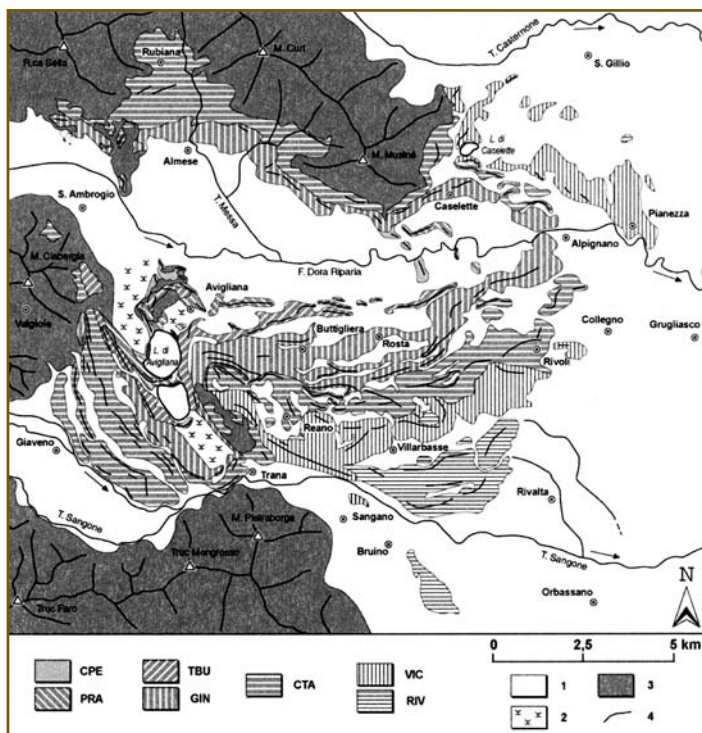


FIG. 2.16 - Schema dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli - Avigliana (Fioraso & Lucchesi in *AlGeo*, 2007, modificato). CPE: Subsintema di Crescentino. TBU: Subsintema di Torre Buttigliera; PRA: Subsintema del Truc del Pra. GIN: Subsintema di Col Giansesco; CTA: Subsintema di Cresta Grande. VIC: Subsintema di Cascine Vica; RIV: Subsintema di Truc Monsagnasco. 1: depositi fluviali e fluvio-glaciali indifferenziati; 2: torbiere; 3: basamento cristallino; 4: principali cordoni morenici.

Al passaggio tra Pleistocene superiore ed Olocene i torrenti Ceronda e Casternone, dopo avere inciso le cerchie più esterne dell'AMRA, intaccarono e dissecarono le superfici dei grandi conoidi fluviali e fluvio-glaciali della Dora Riparia e della Stura di Lanzo, assumendo le caratteristiche di corsi d'acqua



FIG. 2.17 – L’incisione epigenetica della Stura di Lanzo (tratteggio e freccia), ripreso da nord-est, attraversata dal ponte medioevale detto “Ponte del Diavolo” (nell’insero, foto: www.piemontevideo.com).

“epigenetici”. Nei bacini della Dora Riparia e della Stura di Lanzo si susseguono invece diversi episodi erosivo-deposizionali (Subsistema di Crescentino) caratterizzati da un sensibile approfondimento verso monte e da una prevalente sedimentazione nei tratti a valle (Balestro et al., 2009).

Gli ultimi episodi evolutivi compresi tra l’Olocene e l’Attuale vedono tutti i corsi d’acqua assumere un andamento confrontabile con quello attuale, con un regime caratterizzato da fasi di prevalente erosione intervallate dalla deposizione di coltri di sedimenti di esiguo spessore (Subsistema di Ghiaia Grande).

2.3 ASSETTO GEOMORFOLOGICO

Dal punto di vista geomorfologico si distinguono tre settori principali: 1) il settore montano, articolato in bacini e sotto-bacini, 2) i fondovalle principali e 3) le aree di raccordo tra i versanti e la pianura torinese (FIG. 2.18).

L’area di studio comprende prevalentemente i settori montani del Complesso Ultrabasico di Lanzo delimitati a nord dalle basse valli di Lanzo, a sud dalla bassa Valle di Susa e ad est dalla pianura torinese. Ad ovest il CUL è delimitato dalle incisioni dei torrenti Ricchiaglio e Messa, a loro volta separate dalla profonda depressione morfostrutturale del Colle del Lis che costituisce un punto netto di separazione tra l’aspro paesaggio modellato nelle serpentinit

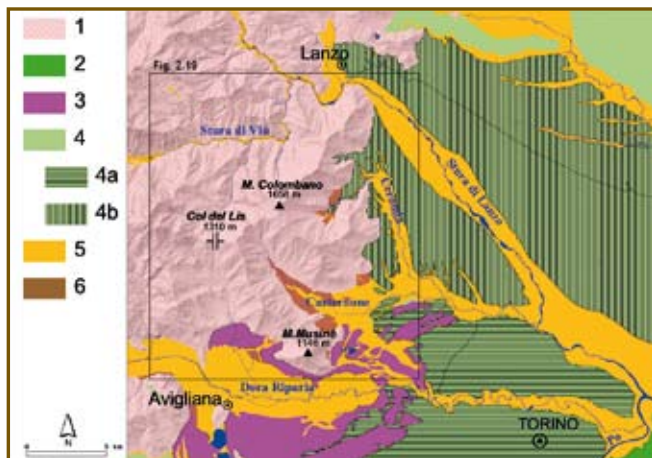


FIG. 2.18 – Schema morfologico generale dell'area di studio: 1) rilievi alpini; 2) rilievi della Collina di Torino; 3) rilievi collinari dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana.; 4) superfici terrazzate della pianura padana (a – conoide della Dora Riparia, b – conoide della Stura di Lanzo); 5) fondovalli attuali; 6) principali conoidi attuali.

e nelle prasiniti delle falde ofiolitiche dal paesaggio ospitato nel CUL. Sui rilievi del CUL non sono mai state rinvenute forme e depositi riferibili alla morfogenesi glaciale; solo nel settore meridionale sono conservati depositi che costituiscono il margine laterale sinistro dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana.

Alla base dei rilievi che costituiscono i versanti sud-orientali del CUL si innestano estesi e potenti conoidi che si raccordano ai depositi fluviali che costituiscono il margine occidentale della Pianura Padana. Attualmente tutto il reticolato idrografico è interessato da un'accentuata fase di approfondimento erosivo in

risposta al sollevamento tardo-quadernario che ha interessato il tratto di pianura interposto tra il settore interno dell'arco alpino e la Collina di Torino.

2.3.1 IL SETTORE MONTANO

Il settore montano comprende complessivamente il CUL i cui rilievi si elevano fino a quote comprese tra i 1000 e i 1600 m, culminando con i 1658 m del M. Colombano. I versanti hanno un profilo dolce e regolare e sono pressoché privi di pareti rocciose. La maggiore particolarità è tuttavia rappresentata dall'anomala concentrazione di accumuli detritici a grossi blocchi privi di matrice (*block stream*) localizzati lungo i versanti modellati nel substrato peridotitico (cfr. Cap. 4). Localmente, sui versanti e, più frequentemente, in prossimità delle creste spartiacque sono presenti piccole scarpate o *tor* di modesta altezza (non più di 15÷20 m) in cui si osserva uno spiccato allentamento del substrato (cfr. Cap. 3).

Il settore montano è caratterizzato da una dorsale spartiacque principale e da numerosi spartiacque secondari (FIG. 2.19). Lo spartiacque principale separa la Valle di Susa dalle basse Valli di Lanzo, collega i rilievi più elevati e presenta due direttrici orientate rispettivamente E-W e SW-NE. La linea di cresta orientata E-W congiunge la Punta della Croce (2234 m) al M. Arpone (1602 m). Da quest'ultimo si diparte la linea di cresta orientata SW-NE che lo congiunge al M. Basso (1178 m) passando per il M. Colombano (1658 m). Lo spartiacque principale è solcato da alcune profonde depressioni (es. Colle della Frai, Colle del Lis, Colle Portia e Colle Lunella) che abbassano di 150-300 m il profilo di cresta e che coincidono con la presenza nel substrato di importanti strutture tettoniche come ad esempio la Zona di deformazione Trana - Colle del Lis (Balestro et al., 2006) e la Zona di deformazione Colle Lunella – Colle Portia (cfr. § 2.2.2.2).

dell'abitato di Castagnole ed in località Molar del Lupo, sospese di circa 50 m sopra il fondovalle attuale (**FIG. 2.11**) (cfr. § 2.2.2.1).

Il torrente Stura di Viù, il corso d'acqua principale della valle, confluisce nella Stura di Lanzo a monte di Germagnano. È caratterizzato da un alveo monocursale, da sinuoso a rettilineo, inciso prevalentemente nel substrato roccioso e subordinatamente nei depositi alluvionali grossolani, che talora costituiscono delle ridotte isole e barre fluviali. La larghezza del fondovalle è assai variabile ma in genere risulta molto limitata (fino a poche decine di metri) soprattutto nel suo tratto terminale, a valle della località Borgo (Germagnano).

Nell'area oggetto di studio l'affluente principale di sinistra è il R. Ordagna mentre il principale affluente di destra è il R. Ricchiaglio che scorre con andamento sinuoso seguendo il lineamento tettonico della Linea Viù-Locana, orientato N-S (cfr. § 2.2.1.2).

Il fondovalle della Stura di Lanzo

La valle della Stura di Lanzo nasce dalla confluenza dei torrenti Stura di Valgrande e Stura di Ala che avviene in corrispondenza dell'abitato di Ceres. Da questo punto fino alla confluenza con la Stura di Viù, l'asse vallivo della Valle Stura di Lanzo ha un andamento NW-SE ed il fondovalle si presenta piuttosto stretto con larghezze comprese tra alcune decine di metri e poche centinaia di metri. In questo tratto l'alveo della Stura di Lanzo ha un andamento di tipo monocursale ondulato, caratterizzato da prevalenti depositi grossolani, in generale poco potenti, e subordinatamente da tratti in roccia.

FIG. 2.20
*Marmitte dei
giganti incise
nelle peridotiti
affioranti lungo la
sponda sinistra
della Stura
di Lanzo, in
corrispondenza
del Ponte del
Diavolo.*



A valle della confluenza con la Stura di Viù l'asse vallivo principale è caratterizzato da un andamento sinusoidale con lunghezza d'onda chilometrica, con alveo poco inciso da monocursale a pluricursale. Quest'ultimo caratterizza il tratto vallivo di Germagnano, in cui il fondovalle presenta la massima larghezza (poco meno di 1 km) ed una estesa copertura di depositi grossolani organizzati in barre e isole fluviali. L'abitato di Germagnano è costruito su un terrazzo fluviale sospeso di 10-15 m sull'alveo attuale. L'ampia varice di Germagnano si chiude bruscamente ad est a causa della presenza della stretta del Ponte del Diavolo (**FIG. 2.17**). La stretta, interpretata come una incisione epigenetica (Pinciarioli, 1988), è allungata in direzione ENE-WSW e taglia ortogonalmente la Cresta del Monte Basso che si raccorda a nord con la dorsale sulla quale sorge il Collegio di Lanzo. Tale incisione ha una larghezza media di circa 50-60 m, una lunghezza di circa 300 m ed una profondità di circa 80-100 m; lungo le sue pareti, impostate nelle peridotiti del Complesso Ultrabasico, sono osservabili alcune caratteristiche forme di erosione (marmitte dei giganti, **FIG. 2.20**). Ad est della stretta del Ponte del Diavolo la Stura di Lanzo esce dal tratto montano e sfocia nella pianura, inizialmente lambendo i versanti del Massiccio di Lanzo che sporadicamente affiora nell'alveo. Il corso d'acqua prosegue in direzione SE con andamento variabile da monocursale a pluricursale (tipo *braided channel*) in un alveo ampio incastrato tra terrazzi alti oltre 50 m, incisi nell'imponente conoide pliocenico-quadernario (cfr. § 2.2.2.2).

La valle della Stura di Lanzo, nel tratto compreso tra la confluenza con la Stura di Viù e l'abitato di Lanzo, presenta alcune rotture di pendenza significative, in cui sono preservati lembi terrazzati di depositi della successione pliocenico-quadernaria, legate al modellamento fluviale e glaciale. Le principali tra queste sono ubicate sul versante idrografico destro in corrispondenza della confluenza con la Valle Viù (in loc. Perino e la Villa, nel Comune di Traves) e delle località Pian Bausano e Pian Castagna (nel Comune di Germagnano). Sul versante sinistro si evidenziano le superfici terrazzate di C.se Maddalene (sovrastante l'abitato di Germagnano) e della dorsale del Collegio di Lanzo.

Il fondovalle della Dora Riparia

Il fondovalle modellato dalla Dora Riparia, nel tratto compreso nell'area oggetto di studio, ha un'ampiezza variabile compresa tra 1 e 5 km circa e risulta molto articolato a causa della presenza dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana.

Le colline moreniche, generatesi in più fasi (cfr. § 2.2.2.2), presentano caratteristiche diverse in base al loro grado di rimodellamento, funzione dell'età e della posizione delle singole cerchie. In generale sono caratterizzate da creste rettilinee o arcuate, concentriche, talvolta intervallate da settori pianeggianti occupati in origine dagli scaricatori glaciali o da laghi e torbiere. Nell'area oggetto di studio, i depositi glaciali legati alle fasi di espansione del ghiacciaio della Dora Riparia ricoprono con continuità la parte bassa del versante destro della Valle di Susa. In particolare risultano ben conservati il cordone morenico

e lo scaricatore glaciale del Sintema di Frassinere che bordano il versante meridionale del M. Musinè alla quota 500 m circa (**FIG. 2.21**).

Il tratto di fondovalle compreso tra le cerchie moreniche più interne è pianeggiante, notevolmente antropizzato, ed è solcato, in direzione da ovest verso est, dalla Dora Riparia che ha andamento monocursale sinuoso. L'andamento tende al meandriforme man mano che si avvicina alla confluenza con il Po ed in particolare dopo la stretta di Alpignano (AL in **FIG. 2.11**) in cui il corso d'acqua ha inciso per alcune decine di metri le cerchie frontali del Sintema di Frassinere.

2.3.3 AREE DI RACCORDO TRA I VERSANTI E LA PIANURA

Al fondovalle della Dora Riparia ed al conoide della Stura di Lanzo si raccordano alcuni ampi conoidi alluvionali formatisi allo sbocco dei corsi d'acqua minori. I principali tra questi corsi d'acqua minori sono i torrenti Messa, Casternone e gli affluenti del Ceronda.

Il T. Messa nasce dal versante sud-orientale della Punta della Croce (2234 m), riceve alcuni tributari dai versanti compresi tra il M. Rognoso (1952 m) ed il M. Arpone (1602 m) e raggiunge il fondovalle della Valle di Susa dove forma un ampio conoide dalla tipica forma a ventaglio, sulla cui superficie a debole pendenza sorge l'abitato di Almese (350 m). Il tratto medio-terminale del T. Messa ed il suo tributario che proviene dal Colle del Lis sono impostati lungo la Zona di Taglio di Trana-Col del Lis (*Balestro et al., 2006*), orientata N-S (cfr. § 2.2.1.2).

Il T. Casternone nasce sulle pendici orientali del M. Arpone (1602 m) e scende verso il T. Ceronda nel quale confluisce tra gli abitati di Druento e S. Gillio. In questo caso, l'attività fluvio-torrentizia ha generato una superficie a debole pendenza allungata in direzione NW-SE su cui sorgono le borgate di Val della Torre. Il conoide è poco riconoscibile, trattandosi in realtà di una forma complessa ed articolata, generata dal contributo dei numerosi corsi d'acqua tributari. L'allineamento dell'asse vallivo del Casternone è in relazione con la



FIG. 2.21 – Versante meridionale del M. Musinè ripreso dal fondovalle della Dora Riparia (Valle Susa). Le frecce bianche indicano il top dell'argine morenico del Sintema di Frassinere, dietro al quale si sviluppa lo scaricatore glaciale.

Zona di Taglio di Val della Torre che prosegue oltre il Colle Portia verso la contigua Valle di Viù (cfr. § 2.2.1.2).

Anche il fondovalle del T. Ceronda risulta piuttosto complesso, essendo composto dalla giustapposizione di diversi conoidi formati al piede dei sotto-bacini. Il Ceronda nasce nel bacino dominato dal M. Colombano (1658 m), scorre in direzione NE fino all'abitato di Varisella e successivamente devia bruscamente verso SE, proseguendo con un andamento irregolare fino alla confluenza con la Stura di Lanzo in corrispondenza dell'abitato di Venaria Reale. Il brusco cambio di direzione e l'andamento irregolare del Ceronda sono legati alla presenza del conoide di Lanzo la cui superficie terrazzata risulta completamente dissecata ad opera del rimodellamento dei tributari.

I BLOCK FIELD ED I BLOCK STREAM DEL COMPLESSO ULTRABASICO DI LANZO

Lanzo Ultrabasic Complex (LUC) hosts an exceptional concentration of block streams and block field which covers a total area of more than 25 km², 18% of the LUC area (about 140 km²). The block fields cover large portions of the high slopes while the block streams are characterized by elongated morphology, which often result in tongue shapes that in some cases reach the talweg. The block streams are composed by an upper debris complex with large blocks, without matrix (open-work structure), and by a lower diamicton complex (Fioraso & Spagnolo, 2009).

In the Alps and Apennine chains it is not possible to find such examples of block streams, comparable with those in LUC in number, size and morphology. Clusters of small block streams have been reported and described by Conti (1940) and Firpo et al. (2005; 2006) on the Serpentinites Voltri Group (Mt. Beigua Massif) in the Ligurian Alps. Other block streams are located near Monte Nero and Monte Aiona, in Aveto Valley (Ligurian Apennine) developed in a ophiolitic bedrock consisting of lherzolites and serpentines belonging to Aiona-Ragola Unit (External Liguria).

Capello (1963) was the first scientist who accurately described these debris deposits of LUC that named as “campi di pietre o caos rocciosi (fields of stones or rocky chaos)” and “colate di pietre (o pietrose) (stones flows)”. He ascribing these debris accumulations to a periglacial genesis by comparison with the active rock glaciers of Orco Valley (Graie Alps in Piedmont).

After Capello, also Carraro (1992), for an hydraulic plant project in Viù Valley, and Fioraso & Spagnolo (2005; 2009) were interested in these phenomena. According to the latter Authors, the evolution of the block streams is not necessarily linked to a periglacial environment. These considerations are based on the distribution of debris covers to a significantly lower elevation (480 m a.s.l.), on the extreme lithological homogeneity of the blocks and the concomitant presence of widespread and deep weathering processes involving the peridotites (see Chapter 4) that suggest a main contribution of processes other than cryogenic ones.

This chapter describes the features of the LUC block streams, with special attention to morphological, stratigraphic and hydrological aspects. Genetic, evolutive and chronological aspects are reported in the Chapter 7.

3.1 INTRODUZIONE

Il Complesso Ultrabasico di Lanzo (CUL) ospita un'eccezionale concentrazione di *block stream* e *block field* che copre complessivamente una superficie di oltre 25 km², pari al 18% dell'area di affioramento del CUL (circa 140 km²). I *block field* ricoprono ampie porzioni degli alti versanti mentre i *block stream* sono caratterizzati da morfologie allungate che il più delle volte danno luogo a lingue che in alcuni casi giungono con la propria fronte a sfiorare gli attuali fondovalle. I *block stream* sono costituiti in superficie da un complesso detritico a grossi blocchi, privo di matrice, poggiante su un potente materasso di sedimenti sabbioso-siltoso-argillosi, definiti rispettivamente complesso superiore ed inferiore da Fioraso & Spagnolo (2009).

Nella catena alpino-appenninica non sono riscontrabili altri esempi di *block stream* confrontabili, per numero, dimensioni e morfologia, con quelli presenti nel CUL. Raggruppamenti di *block stream* di piccole dimensioni sono stati segnalati e descritti da Conti (1940) e da Firpo et al. (2005; 2006) sulle serpentiniti del Gruppo di Voltri (Massiccio del Monte Beigua) nelle Alpi Liguri. Altri *block stream* sono localizzati nei pressi del Monte Nero e del Monte Aiona, in Val d'Aveto (Appennino Ligure) e, anche in questo caso, si sono sviluppati a spese di un substrato ofiolitico costituito da lherzoliti e serpentiniti appartenenti all'Unità Aiona-Ragola (Liguridi Esterne).

Il primo ad occuparsi dei depositi detritici del CUL fu Capello (1963) che descrisse accuratamente questi fenomeni attribuendoli ad una genesi di tipo periglaciale, associando tali accumuli ai *rock glacier* attivi della Valle Orco (Alpi Graie piemontesi). Egli battezzò i corpi di accumulo oggetto di studio “*campi di pietre (o caos rocciosi)*” e “*colate di pietre (o pietrose)*”, da cui derivano i termini anglosassoni “*block field*” e “*block stream*” attualmente utilizzati.

Dopo Capello, si sono interessati a questi fenomeni anche Carraro (1992), in occasione di uno studio locale per un'opera idraulica in progetto in Valle di Viù, e Fioraso & Spagnolo (2005; 2009). In base agli studi di questi ultimi Autori, da cui prende spunto il presente studio, l'evoluzione dei *block stream* non risulta essere necessariamente legata a fenomeni connessi all'ambiente periglaciale. Tali considerazioni si basano sulla distribuzione delle coltri detritiche fino a quote significativamente basse (480 m s.l.m.), sulla estrema omogeneità litologica dei blocchi e sulla concomitante presenza di diffusi e profondi fenomeni di alterazione sviluppati a spese del substrato peridotitico (cfr. Capitolo 4) che suggeriscono un forte contributo da parte di processi probabilmente diversi da quelli criogenici.

Nel presente capitolo vengono descritti gli elementi caratterizzanti i *block stream* del CUL, con particolare riferimento agli aspetti morfologici, stratigrafici ed idrologici. Si rimanda quindi al Capitolo 7 la trattazione degli aspetti legati alle interpretazioni genetiche, evolutive e cronologiche.

3.2 DISTRIBUZIONE E CARATTERIZZAZIONE MORFOMETRICA DEI *BLOCK FIELD* E DEI *BLOCK STREAM* DEL COMPLESSO ULTRABASICO DI LANZO

Le coperture detritiche oggetto di studio sono state rilevate e rappresentate cartograficamente in precedenti lavori in modo sia diretto, sia indiretto. Nel primo caso sono stati delimitati intenzionalmente i depositi con l'obiettivo di una loro rappresentazione nella cartografia geologica o geomorfologica; nel secondo caso, la delimitazione non ha seguito dei criteri scientifici in quanto finalizzata ad una rappresentazione cartografica di tipo geografico-topografica. Sia in un caso che nell'altro emerge la difficoltà di delimitare tali depositi, caratterizzati da una elevata estensione areale e da limiti discontinui e molto spesso sfumati.

Le rappresentazioni cartografiche esistenti, ad ogni modo, non soddisfano le esigenze definite dal presente studio. Infatti, con l'obiettivo di definirne le caratteristiche morfologiche e di distribuzione spaziale, è stato effettuato *ex novo* un rilevamento specifico (sia fotointerpretativo che di terreno) dei depositi detritici ubicati nel settore di affioramento del CUL e nelle aree limitrofe. Sono stati riconosciuti e descritti diversi tipi di depositi detritici e particolare attenzione è stata posta alla delimitazione e classificazione degli ammassi rocciosi affioranti e sub-affioranti. Anche in questo lavoro la delimitazione dei singoli corpi detritici ha comportato numerosi problemi di interpretazione in quanto il riconoscimento dei limiti è molto spesso difficoltoso.

In questo paragrafo vengono inizialmente descritti i criteri cartografici, sia diretti che indiretti, utilizzati in letteratura per la rappresentazione delle coltri detritiche in oggetto. Successivamente, vengono illustrati e commentati i risultati del rilievo effettuato in occasione del presente studio.

3.2.1 DESCRIZIONE DEI CRITERI CARTOGRAFICI APPLICATI IN LETTERATURA

Rispetto alle problematiche relative alla delimitazione delle coperture detritiche oggetto di studio, già **Capello (1963)** rilevava questo aspetto disegnando la sua carta della *"Distribuzione dei campi di pietre e delle colate di pietre nel settore Almesè-Lanzo"* in cui i *"campi di pietre (o caos rocciosi) e le colate pietrose sono disegnate secondo i loro limiti apparenti"*. In tale cartografia, i corpi detritici sono rappresentati come elementi areali puntinati in cui sono indicati alcuni blocchi di grosse dimensioni; tali corpi sono delimitati con linee tratteggiate ed alcuni di essi identificati con numero progressivo ri-



FIG. 3.1 – Stralcio della carta *"Distribuzione dei campi di pietre e delle colate di pietre nel settore Almesè-Lanzo"* di **Capello (1963, modificato)**.

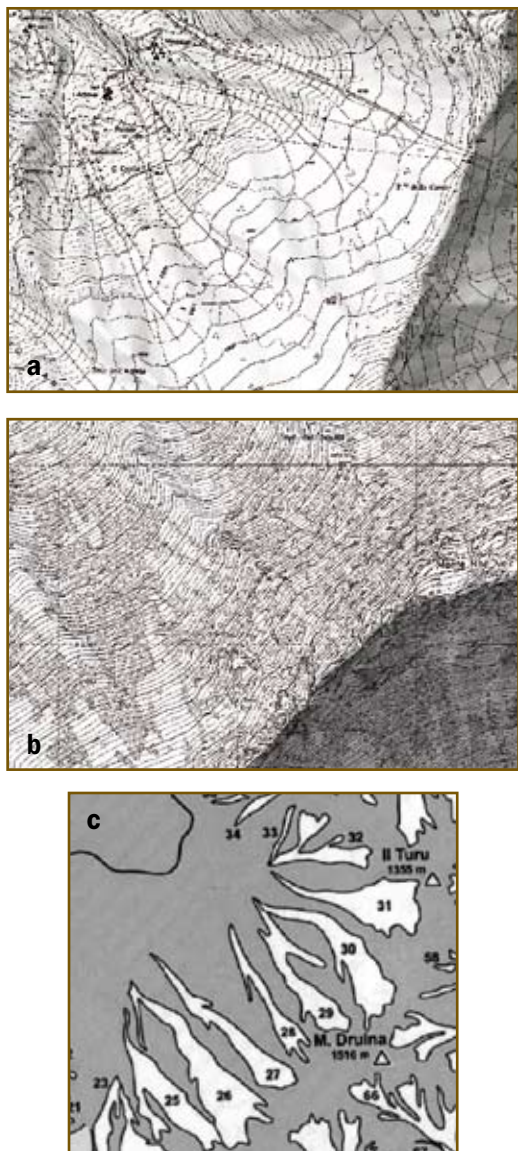


FIG. 3.2 - Esempi di rappresentazione delle coltri detritiche nelle carte tecniche a) della Regione Piemonte (Sez. CTR n. 134140) e b) della Provincia di Torino (El. CTP n. 134144) e c) nella cartografia di Fioraso & Spagnolo (2009).

ferito al bacino di pertinenza (es. n. 7 del bacino del R. Ricchiaglio). Nella maggior parte dei casi, il limite borda solo il corpo nella parte latero-frontale, lasciando aperto il poligono nel tratto a monte. In alcuni casi, i corpi detritici sono delimitati completamente mentre raramente non sono per nulla delimitati (**FIG. 3.1** e Allegati). Tale Autore distingue in totale 106 corpi detritici di cui 94 numerati e descritti nel dettaglio (12 nel bacino del Messa, 33 in Valle di Viù, 16 nel bacino del Casternone, 21 nel bacino del Ceronda, 8 in Valle Stura di Lanzo e 4 sui versanti orientali del M. Bernard).

Capello, ha dedotto la sua cartografia partendo dalla cartografia ufficiale disponibile all'epoca, ossia dalle Tavole dell'Istituto Geografico Militare (IGM) alla scala 1:25.000. In tale cartografia risultavano già evidenziati e delimitati i principali corpi detritici, a testimoniare l'importanza di tali elementi geologici nel caratterizzare la topografia e la morfologia dell'area.

Nei Fogli 55 "Susa" e 56 "Torino" alla scala 1:100.000 della *Carta Geologica d'Italia* (1913; 1969) sono indicati alcuni corpi detritici, talora di forma allungata, interpretati o come "morene wurmiane, post-wurmiane o recenti" o come "detriti di falda (macereti, ciapei, casse, cassere)".

Nel Foglio 155 "Torino Ovest" alla scala 1:50.000 (*Carta Geologica d'Italia*, 2009), che comprende solo la parte meridionale dell'area oggetto del presente studio, i *block stream* cartografati derivano dal lavoro di Fioraso & Spagnolo (2005; 2009) e sono definiti in legenda come "depositi detritici (detrito di falda)" appartenenti alle unità ubiquitarie completamente formate, nel rispetto della nomenclatura standardizzata del Progetto CARG. Nelle note illustrative (Balestro et al., 2009) che accompagnano la cartografia

di cui sopra tali depositi sono interpretati, per la prima volta nella cartografia geologica, come *block stream* (Fioraso & Spagnolo, 2005).

Anche nelle cartografie di carattere tecnico sono indicati i corpi detritici presenti nell'area oggetto di studio. Nella Carta Tecnica della Regione Piemonte (CTR) alla scala 1:10.000 i corpi detritici sono delimitati in modo differente a seconda dell'anno di edizione della cartografia. In alcune Sezioni i limiti sono indicati in modo indiretto in quanto vengono riportati i limiti della vegetazione che, in molti casi, deli-

mita esattamente l'accumulo detritico. In altre Sezioni, i corpi detritici sono delimitati e segnalati con apposita campitura (puntinato); in altre Sezioni ancora, si crea confusione tra i corpi detritici e le aree di affioramenti rocciosi (**FIG. 3.2a**).

Nella Carta Tecnica della Provincia di Torino (CTP) alla scala 1:5.000 le coltri detritiche sono delimitate chiaramente, in molti casi con estrema precisione. Negli Elementi della CTP i corpi detritici sono rappresentati da una campitura puntinata in cui talvolta è segnalata la presenza di grossi blocchi. In questi casi la rappresentazione del singolo blocco è riportata grossomodo rispettandone la forma in pianta. Solo in alcuni casi, alcune linee delimitano le aree vegetate che molto spesso delimitano il corpo detritico e che, quindi, viene a sua volta indirettamente identificato. Anche nelle CTP, analogamente alle CTR, in molti casi la campitura puntinata non distingue tra area detritica ed area di affioramento roccioso (**FIG. 3.2b**).

A causa delle innumerevoli incertezze derivanti dalle rappresentazioni cartografiche già esistenti, Fioraso & Spagnolo (2009) hanno rilevato *ex-novo* i principali *block stream* presenti nell'area del CUL, riconoscendo 157 corpi distinti. Tale lavoro cartografico, condotto attraverso fotointerpretazione stereoscopica classica e digitalizzazione dei dati in ambiente GIS, ha consentito di ottenere degli elementi poligonali utili per le successive elaborazioni di carattere geo-statistico. Nella cartografia generale riportata nel loro studio, Fioraso & Spagnolo (Fig. 2 in op. cit., cfr. Allegati) riportano i 157 poligoni delimitati con linee continue e identificati con numero progressivo univoco (**FIG. 3.2c**). Nello schema geomorfologico di dettaglio dei *block stream* localizzati nei pressi di Germagnano (Fig. 5 in op. cit.) si evince che il lavoro di cartografia ha portato a distinguere tra depositi detritici non vegetati e depositi detritici colonizzati da vegetazione. Nel testo, tuttavia, tali Autori rilevano la difficoltà in molti casi di definire un limite netto tra i diversi tipi di coperture detritiche e tra coperture detritiche e substrato affiorante.

Rispetto al lavoro di Capello (1963), lo studio di Fioraso & Spagnolo (2009) consente sicuramente di definire in modo sufficientemente completo ed aggiornato le caratteristiche morfometriche e di distribuzione dei *block stream* del CUL. Tuttavia, nel corso del presente studio si è ritenuto di aumentare la precisione ed il dettaglio della rappresentazione cartografica. Inoltre, il rilevamento è stato condotto anche al di fuori dell'area di affioramento del CUL, estendendo verso ovest il limite dell'area cartografata (per un totale di circa 190 km²). Ciò ha consentito di confrontare la distribuzione e le caratteristiche delle coperture detritiche sia in settori con differenti assetti lito-strutturali, sia con la cartografia di Capello (1963).

L'aumento di dettaglio del rilevamento condotto nell'ambito di questo studio si è reso necessario soprattutto in relazione alla esigenza di chiarire il ruolo della litologia, della fratturazione e dell'alterazione del substrato roccioso nella genesi ed evoluzione dei *block field* e dei *block stream*. Grazie anche alla buona risoluzione delle ortoimmagini utilizzate per la digitalizzazione dei dati cartografici, è stato quindi possibile distinguere diversi tipi di coperture detritiche, definirne l'estensione e la distribuzione reale, tenendo conto della presenza della vegetazione, e di evidenziarne i principali elementi morfologici.

3.2.2 RILEVAMENTO DELLE DIVERSE TIPOLOGIE DI COPERTURE DETRITICHE E LORO DEFINIZIONE

Al fine di caratterizzare e classificare le coperture detritiche presenti nell'area di affioramento del CUL, sono stati effettuati un rilevamento da fotointerpretazione dell'intera area (circa 190 km²) e locali rilevamenti di terreno. A tal scopo sono state utilizzate le foto aeree del volo Regione Piemonte - Alluvione 2000 per le osservazioni stereoscopiche e le ortofotomagini digitali dei voli IT2000 e IT2007 per la realizzazione della cartografia. La digitalizzazione dei dati è stata effettuata utilizzando il programma GIS Arcview vs 3.3 della ESRI ad una scala nominale di 1:2.000 circa.

Nel corso del rilevamento sono stati riconosciuti e cartografati in modo specifico:

- 1) *block field* (vegetati e non vegetati);
- 2) *block stream* (vegetati e non vegetati);
- 3) *block field & stream*;
- 4) depositi detritici di *talus* o assimilabili (vegetati e non vegetati);
- 5) depositi detritici (indifferenziati);
- 6) substrato roccioso (affiorante e sub-affiorante);

Per il riconoscimento e la mappatura delle diverse coperture sono stati seguiti i criteri descritti di seguito, distinti in base al tipo di copertura, e sintetizzati in **TAB. 3.1**.

TIPO	COPERTURA DETRITICA	BLOCCHI	MORFOLOGIA	VEGETAZIONE
Block field	da discontinua a continua	prismatici, eterometrici, con basso grado di arrotondamento, struttura open work	irregolare a mantello	da rada ad assente
Block field vegetati	da discontinua a continua	prismatici, eterometrici, con basso grado di arrotondamento, struttura open work	irregolare a mantello	da rada a fitta
Block stream	prevalentemente continua	prismatici, eterometrici, con basso grado di arrotondamento, struttura open work	allungata a lingua	da rada ad assente
Block stream vegetati	da discontinua a continua	prismatici, eterometrici, con basso grado di arrotondamento, struttura open work	allungata a lingua	da rada a fitta
Block field & stream	da discontinua a continua	prismatici, eterometrici, con basso grado di arrotondamento, struttura open work	irregolare a monte ed allungata a valle (forme a ventaglio o ad imbuto)	da assente a fitta
Talus o assimilabili (vegetati e non vegetati)	da discontinua a continua	forma e dimensioni variabili, con basso grado di arrotondamento, struttura per lo più assente	falde di detrito, con detritici o forme complesse di falde e con detritici coalescenti	da assente a fitta
Depositi detritici indifferenziati	da discontinua a rada	forma e dimensioni variabili, con basso grado di arrotondamento, struttura assente	irregolare	da discontinua a fitta, prevalentemente erbaceo-arbustiva

TAB. 3.1 - Sintesi delle caratteristiche principali delle diverse tipologie di coperture detritiche distinte durante il rilevamento.

Block field, block stream e block field & stream

Corpi detritici continui o discontinui, di forma irregolare (*block field*) o allungata (*block stream*) ed estensione variabile, costituiti da blocchi prismatici eterometrici con basso grado di arrotondamento. Tali corpi possono essere in relazione con un'area sorgente di affioramento del substrato, oppure essere contigui con altre coperture detritiche, oppure ancora costituire delle plaghe detritiche isolate.

La vegetazione, da erbaceo-arbustiva ad arborea, può essere del tutto assente (*block field* e *block stream* non vegetati) oppure ricoprire in modo più o meno continuo la coltre detritica (*block field* e *block stream* vegetati). In quest'ultimo caso, la vegetazione può mascherare i limiti e l'estensione dei corpi detritici la cui delimitazione risulta gravata da un significativo margine di incertezza e soggettività.

Nella presente classificazione è stato utilizzato il termine *block field* in senso ampio comprendendo coperture detritiche formatesi *in situ* da un substrato fratturato e/o alterato (*autochthonous mantle*), indipendentemente dalla inclinazione del pendio (FIG. 3.3). Infatti, White (1976) definisce *block field* la copertura detritica, analoga a quella sopra descritta, ubicata su superfici piane o a debole inclinazione ($< 5^\circ$) e *block slope* se lo stesso tipo di copertura è ubicata su pendii con inclinazione compresa tra 5° e 25° . Secondo Washburn (1985), la soglia tra *block field* e *block slope* è posta a 10° di inclinazione del pendio.

Il rilevamento da fotointerpretazione ha posto alcuni problemi di riconoscimento dei limiti delle varie tipologie di coperture. Infatti, benché le foto aeree e le ortofotografie digitali siano di ottima qualità, e tralasciando i trascurabili problemi legati alla presenza di zone d'ombra, i corpi detritici presenti sul CUL, per loro natura, presentano frequentemente limiti sfumati. I passaggi da *block field* a substrato allentato ed i passaggi da *block field* a *block stream* avvengono pressoché sempre in modo graduale (FIG. 3.4a). Anche i sopralluoghi mirati effettuati sul campo al fine di risolvere le principali incertezze a questo proposito si sono rivelati molto spesso del tutto inutili. Infatti, esiste frequentemente

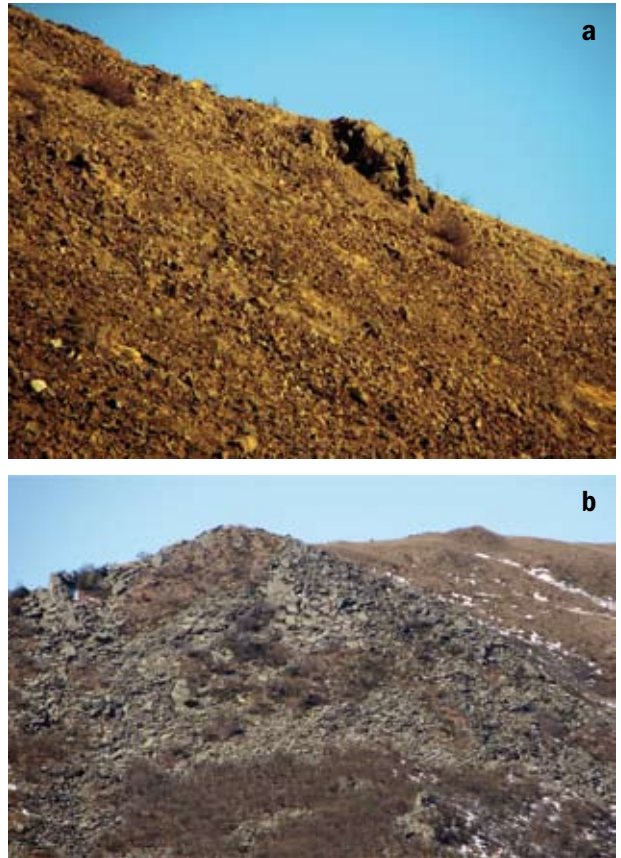


FIG. 3.3 – *Block field* nell'area di affioramento delle peridotiti (a, versante occidentale del M. Colombano) e delle metabasiti della Zona Piemontese (b, M. Rognoso).



FIG. 3.4 – Esempi di block field (BF), block stream (BS) e block field & stream (BFS) nell'area del CUL. a) Passaggi graduali tra il substrato affiorante (AS), BF e BS sul versante occidentale del M. Colombano; b) BFS ubicati a monte di Vallo Torinese, sul versante sud del M. Turu; c) panoramica dei BFS sul versante occidentale della cresta congiungente il M. Colombano con il M. Lera.

un *continuum* lungo una sezione longitudinale dei corpi detritici, che parte dal settore di cresta e raggiunge i fondovalle, passando in modo graduale da substrato affiorante a *block field*, a *block stream* (**FIG.3.4b**).

Per ovviare a questo problema, durante la fase di rilievo è stato introdotto in alcuni casi il termine “*block field & stream*” che comprende entrambe le caratteristiche e così definita: “corpi detritici continui, di forma irregolare nella parte a monte ed allungata nel settore a valle, costituiti da blocchi prismatici con basso grado di arrotondamento, con copertura vegetale variabile (da assente a molto fitta). La copertura detritica, nel settore a monte, può essere rada oppure continua (tipica dei *block field*) dove può essere in relazione con il substrato affiorante, mentre è in genere più potente e continua nel settore a valle dove assume talora le caratteristiche tipiche dei *block stream*” (**FIG. 3.4**).

I corpi detritici *block field & stream* talvolta derivano dalla contiguità di *block field* e *block stream* in cui non è possibile osservare una soluzione di continuità. Pur con notevoli margini di incertezza sulla classificazione e distinzione morfologica di tali corpi detritici, i *block field & stream* si differenziano dai *block field* e dai *block stream* in senso stretto in quanto presentano forme planimetriche molto irregolari, o a ventaglio, o, più tipicamente, ad imbuto, in cui il settore di valle può essere poco sviluppato. Inoltre, i *block field & stream* presentano in genere nel settore a monte, qualora vi sia una coltre detritica significativa e continua, elementi morfologici riconducibili ad indizi di movimento, per lo più assenti nei *block field*.

Depositi detritici di talus o assimilabili

Depositi detritici alla base di pareti rocciose più o meno ripide, accumulati sottoforma di falde di detrito (**FIG. 3.5**), con detritici o forme complesse di falde e con detritici coalescenti,

in accordo con la classificazione di Rapp (1960) che distingue rispettivamente *simple talus slope*, *talus cone* e *compound talus slope*. In questa categoria di depositi sono stati anche inseriti gli accumuli detritici allungati all'interno di

canaloni, non attribuibili ad un trasporto torrentizio. Durante la fase di rilevamento, sono stati inseriti in tale categoria tutti i depositi derivanti da fenomeni di detritazione di tipo gravitativo-prevalente (crolli singoli o in massa, accumuli misti di crollo e valanga di neve, *grain flow* incanalati). Infatti, i depositi di *talus* sono generati prevalentemente dal distacco costante o periodico di porzioni di dimensioni variabili dei versanti che si accumulano alla base di pareti rocciose ad elevata inclinazione. Il trasporto subito da tali depositi è sempre piuttosto limitato, nel caso delle falde detritiche, mentre può essere importante nel caso di crollo incanalato, più o meno misto con valanga di neve.

Sugli accumuli detritici di *talus* può essere presente una copertura prativo-arbustiva e/o arborea più o meno sviluppata che ne maschera i limiti e l'estensione.

Tali depositi si differenziano dai *block field* e dai *block slope* in quanto è sempre presente un versante ad elevata inclinazione ($> 40^\circ$) da cui tali depositi hanno origine. I depositi di *talus* incanalati si distinguono dai *block stream* in quanto si trovano in genere in incisioni molto strette e sono sempre in relazione con altri depositi di *talus* (prevalentemente con conici detritici).

Depositi detritici (indifferenziati)

Copertura rada e più o meno discontinua di blocchi e subordinati ciottoli, distribuita su superfici con inclinazione variabile, in genere ricoperta da una vegetazione di tipo erbaceo-arbustiva (FIG. 3.6). Occasionalmente sono presenti affioramenti e sub-affioramenti del substrato roccioso oppure possono trovarsi in rapporto di contiguità con i *block field* ed i *block stream* (vegetati o meno). In questa voce rientrano tutte le coperture detritiche di versante non geneticamente definite in cui la densità dei blocchi di dimensioni ≥ 1 m ($> 0,5$ m³ circa) supera la densità di circa 1 blocco/2-3 m². In genere non costituiscono corpi ben definiti ma ricoprono superfici più o meno ampie con spessori esigui.

Tali coperture sono state rilevate anche in corrispondenza di affioramenti rocciosi allentati



FIG. 3.5 – Esempi di depositi di talus non vegetato (TA) e vegetato (TAV). a) Tipico deposito detritico alla base di una scarpata caratterizzata da affioramento del substrato (AS); b) esteso deposito di talus sul versante sud del M. Musinè, ubicato al di sopra dei depositi glaciali (AM) della Valle di Susa.



FIG. 3.6 – Esempio di copertura detritica indifferenziata (DDI) presso il Colle Lunella. Dettagli nel testo.

e disarticolati ed in prossimità di altre coperture detritiche più continue che in corrispondenza di un aumento della pendenza tendono a subire processi gravitativi (*debris slide*, *debris fall*). L'origine di tali depositi è molto probabilmente di tipo misto legata sia a processi di *weathering* che di *mass wasting*. Si distinguono dagli altri tipi di coperture detritiche presenti nell'area proprio per la loro discontinuità.

Nell'area del CUL, tali depositi sono molto estesi in quanto gran parte dei versanti sono ricoperti da coperture detritiche con tali caratteristiche, frequentemente appena distinguibili tra la vegetazione. Nel corso del rilevamento sono state delimitate solo le aree in cui vi erano evidenze certe di una presenza significativa di tali coperture. È possibile tuttavia che tali delimitazioni siano di fatto sottostimate rispetto alla reale estensione.

Substrato roccioso (affiorante e subaffiorante)

Durante il rilevamento sono stati cartografati i principali corpi rocciosi affioranti. In molti casi, il substrato affiora in modo discontinuo, alternato alle estese e sottili coperture detritiche e colluviali (FIG. 3.7); oppure ancora, mascherato da una copertura vegetale più o meno estesa e fitta di tipo sia erbaceo-arbustivo che forestale. In questi casi, non sempre è stato possibile

diagnosticare con precisione le aree di affioramento e sub-affioramento del substrato, soprattutto durante la fase di foto-interpretazione. Anche i rilievi di terreno, condotti in modo mirato, in molti casi non hanno consentito di delimitare con sufficiente certezza gli affioramenti. In molti casi è stato necessario ricorrere all'involuppo di singoli affioramenti discontinui di piccole dimensioni posti a poche decine di metri gli uni dagli altri tendendo in questo modo ad una lieve esagerazione dell'estensione areale degli stessi.



FIG. 3.7 – Esempi di affioramenti del substrato (AS) nell'area del M. Colombano (a) e del Colle Portia (b) in cui sono presenti dei tor sommitali (Ts).

I principali dati cartografici ottenuti a conclusione del lavoro di rilevamento sono sintetizzati nella TAB. 3.2. Il numero di poligoni riportato in tabella per le varie tipologie di copertura detritica è riferito a quanto risulta dal lavoro di digitalizzazione dei dati. Al fine di semplificare alcune elaborazioni geostatistiche, i cui risultati sono riportati nei paragrafi successivi, alcuni corpi detritici classificati come *block stream* e come *block field & stream* sono stati accorpati in base alle loro caratteristiche morfologiche, ottenendo un totale di 570 geometrie.

COPERTURA	N. POLIGONI	A _{TOT} [km ²]	A _{MAX} [km ²]	A _{MIN} [km ²]	A _{MED} [km ²]
Block field	306	11,35	1,34	4,18E-4	0,67
Block stream	705	8,89	0,49	3,30E-4	0,24
Block field & stream	151	8,06	2,22	2,00E-4	1,11
TOTALE	1162	28,30			
di cui con copertura vegetale	460	7,37	0,61	5,74E-4	0,31
Depositi detritici indifferenziati	76	4,38	0,65	4,97E-5	0,33
Depositi di talus e simili	112	1,17	0,15	2,23E-4	0,07
di cui con copertura vegetale	20	0,15	0,06	9,43E-5	0,03
Substrato affiorante e subaffiorante	419	12,04	2,33	3,15E-7	1,16

TAB. 3.2 – Sintesi dei dati cartografati. Per ciascuna tipologia di copertura sono indicati il numero di poligoni digitalizzati (n. poligoni) e l'area totale (A_{TOT}), massima (A_{MAX}), minima (A_{MIN}) e media (A_{MED}) espressa in km².

3.2.3 DISTRIBUZIONE

I *block field* ed i *block stream* oggetto di studio si estendono per oltre 28 km² (TAB. 3.2) in un'area analizzata la cui estensione planimetrica è di circa 190 km². Tali coperture detritiche, quindi, ricoprono per circa il 14,7% l'intera area di studio. Analizzando la distribuzione areale, si evidenzia in realtà che oltre l'89% (pari a 25,3 km²) di tali depositi è ubicato ad est del Col del Lis. In particolare, le aree in cui si concentrano maggiormente tali depositi sono ubicate in corrispondenza dello spartiacque principale (tra il M. Arpone ed il M. Corno) e lungo lo spartiacque secondario che separa i bacini del T. Casternone e del T. Ceronda. Concentrazioni minori si possono osservare anche lungo lo spartiacque secondario che collega il M. Arpone al M. Musinè ed un circoscritto gruppo di *block stream* di piccole dimensioni è stato inoltre individuato sui versanti della P.ta d'Aprile (versante sinistro del T. Stura di Viù e versante destro del T. Ordagna).

Analizzando nel dettaglio la distribuzione dei diversi tipi di coperture detritiche, così come distinte nel corso del rilevamento, si può osservare come tali depositi presentino alcune differenze caratteristiche.

Oltre il 71% dell'area dei *block field* (vegetati e non) si estende, in modo più o meno continuo, lungo il settore nord dello spartiacque principale. A sud di tale spartiacque, i *block field* sono presenti in modo discontinuo lungo gli spartiacque secondari che collegano: 1) il M. Colombano con la P.ta Masuan passando per il M. Bernard, 2) il M. Arpone con il Truc del Faro e 3) la P.ta della Croce con la Rocca della Sella. L'83% dei *block field* è ubicato sui rilievi ad est del Col del Lis e l'81% di questi si trova al di sopra dei 1200 m di quota.

I *block field & stream* presentano una distribuzione più omogenea nell'ambito dell'area indagata anche se i corpi di dimensioni maggiori (dell'ordine dei 10⁶-10⁵ m²) sono concentrati sul versante sinistro del bacino del T. Ceronda, lungo la cresta spartiacque che collega il M. Lera con il M. Druina. Altri corpi principali sono ubicati sul versante SW del M. Lera, sul versante N del M. Colombano e sul versante W del M. Turu. Secondariamente, si segnalano corpi di *block field & stream* di dimensioni intermedie (dell'ordine dei 10⁴-10³ m²) sui versanti SW e NW del M. Arpone, sul versante NE del M. Rognosio e sull'alto

versante destro del bacino del T. Messa. Decisamente subordinati (dell'ordine dei 10^2 m²) i corpi detritici ascrivibili alla tipologia in oggetto presenti lungo lo spartiacque M. Curt - M. Musinè e sul versante destro della Valle di Viù in corrispondenza della località Madonna della Brustia.

La maggior parte dei *block stream* (pari all'86% dell'intera popolazione censita) è ubicata ad est del Col del Lis ed i corpi di maggiori dimensioni (dell'ordine dei $10^4 \div 10^5$ m²) sono distribuiti lungo il versante nord della cresta spartiacque congiungente il M. Colombano con il M. Basso. Altre importanti concentrazioni di *block stream* di dimensioni medio-grandi (dell'ordine dei $10^4 \div 10^3$ m²) sono ubicati sui versanti dei bacini del T. Ceronda e del T. Casternone e sul versante settentrionale del M. Arpone. Raggruppamenti di corpi di dimensioni minori (dell'ordine dei $10^2 \div 10^3$ m²) sono ubicati sui versanti del M. Musinè, della C.ma delle Rocce, della P.ta d'Aprile e ad ovest del Col del Lis.

La distribuzione altimetrica totale dei *block field* e dei *block stream* nell'area di studio è di 1571 m, dalla quota massima di 2053 m slm (versante orientale della P.ta della Croce, nell'alto bacino del T. Messa) alla quota minima di 482 m slm (versante settentrionale del M. Basso, nel settore a sud di Germagnano; n. 4 in FIG. 3.11). La quota media oscilla tra i 2003 m ed i 531 m slm, con un valore medio che si attesta sui 1068 m slm.

La massima differenza di quota di un singolo corpo detritico è di 894 m (*block field & stream* n. 98 che si estende dai 1517 m del M. Druina raggiungendo i 623 m in prossimità della località Ramai, Varisella). La minima differenza di quota è di soli 5,5 m (piccolo corpo detritico ubicato intorno ai 1010 m slm facente parte di un raggruppamento di *block stream* ubicato sul versante N del Colle Portia). Il range medio delle differenze di quota dei singoli corpi detritici si attesta intorno ai 153 m.

In FIG. 3.8 è riportato l'istogramma che rappresenta la distribuzione del numero di *block field* e *block stream* in funzione della loro quota massima e minima suddivisa per le diverse fasce altimetriche. Da tale rappresentazione emerge che il 59,3% dei corpi detritici cartografati ha una quota massima compresa tra 900 e 1300 m slm, mentre il 64,7% ha una quota minima compresa tra 700 e 1100

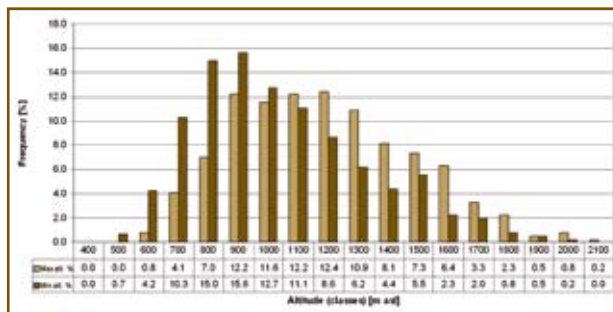


FIG. 3.8 - Istogramma di frequenza delle distribuzioni del numero di *block field* e *block stream* in funzione della loro quota massima e minima suddivisa per le diverse fasce altimetriche.

m slm. A sud di Germagnano il detrito giunge in più punti a sfiorare l'alveo del T. Stura di Lanzo; in altri casi, invece, le fronti dei *block stream* si innestano, talvolta sopravanzandoli, agli apici dei conoidi che bordano il CUL, come accade ad esempio nei settori di Vallo, Varisella e Givoletto. In altri casi ancora, i corpi detritici si appoggiano su superfici terrazzate all'interno di alcuni avvallamenti nei medi versanti del CUL in cui è in atto un approfondimento dei corsi d'acqua.

I dati relativi all'esposizione indicano che il 47,2% dei corpi detritici si colloca su versanti rivolti nel quadrante nord, mentre il 29,2% si colloca su versanti rivolti nel quadrante sud (FIG. 3.9). Anche l'analisi della distribuzione altimetrica sembra evidenziare un sia pur minimo controllo dell'esposizione sulle quote raggiunte dai *block stream*: le fronti delle lingue detritiche esposte verso i quadranti settentrionali e orientali si posizionano infatti a quote relativamente più basse (in media di circa 90 m) rispetto agli altri settori del CUL.

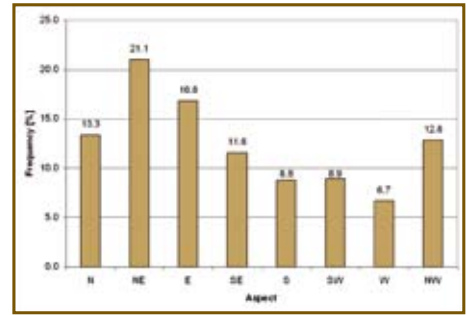


FIG. 3.9 - Istogramma di frequenza della esposizione dei corpi detritici suddivisa in ottanti.

In TAB. 3.3 è riportata una sintesi dei risultati delle analisi delle relazioni tra distribuzione delle coperture detritiche e caratteristiche litologiche dell'area di studio (FIG. 3.10). Le elaborazioni evidenziano che le coperture detritiche (vegetate e non) classificate come *block field*, *block stream* e *block field & stream* sono ubicate per la maggior parte (pari all'89% dell'area detritica totale) nel settore di affioramento del CUL e, in modo particolare, nei settori di affioramento delle peridotiti. Il restante 11% dell'area caratterizzata dalle coltri detritiche in oggetto è ubicato nel settore di affioramento della Zona Piemontese (extra-CUL) e gran parte di esse (96,1%) in corrispondenza delle metabasiti.

L'area delle coperture detritiche oggetto di studio (pari a 25,2 km²) interessa per il 18,4% l'area totale di affioramento del CUL (pari a circa 140 km²). È importante sottolineare tuttavia che se si considera la copertura detritica (23,5 km²) presente solo sull'areale di affioramento delle peridotiti (75,6 km²), tali coperture interessano per oltre il 31% il settore di affioramento delle ultrabasiti. Sono in misura nettamente inferiore (2,7%) le coperture detritiche estese per 1,66 km² nell'areale di affioramento delle serpentiniti e delle peridotiti serpentinate, pari a circa 61 km². In quest'ultimo settore, le coltri detritiche presentano dimensioni sensibilmente inferiori (0,017 km² in media) rispetto alle dimensioni dei corpi detritici ubicati in corrispondenza delle peridotiti (0,045 km² in media).

Non sono state osservate, invece, relazioni tra distribuzione delle coperture detritiche e lineamenti tettonici principali. Anzi, lo sviluppo delle coltri detritiche a grossi blocchi sembra precluso dalla presenza delle fasce di deformazione tettonica che attraversano o bordano il CUL, come accade, ad esempio, nel settore compreso tra il Colle Lunella e il Colle Portia (FIG 3.10). Fioraso & Spagnolo (2009) imputano tale situazione sia all'elevato grado di fratturazione del substrato che accompagna le zone di faglia e che non consente la formazione di grossi blocchi, sia alla presenza lungo questi settori di estese fasce di serpentiniti e serpentinoscisti che impediscono lo sviluppo dei fenomeni di alterazione (nel Capitolo 4 verranno analizzate nel dettaglio le relazioni tra le caratteristiche strutturali e di alterazione del substrato roccioso e la produzione di detrito).

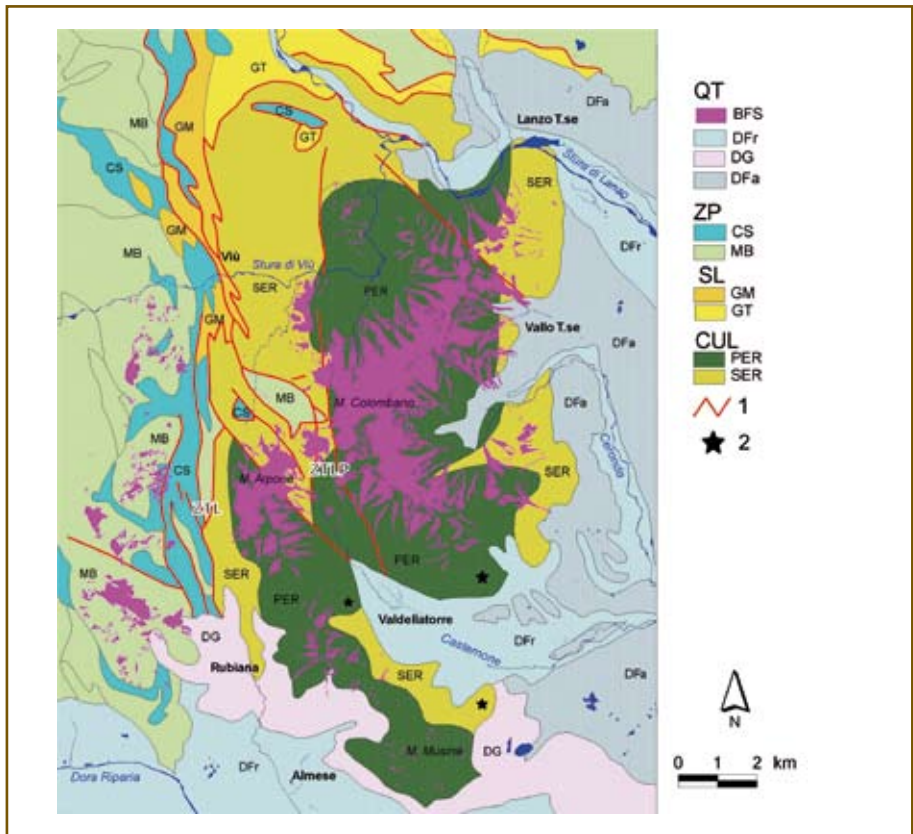


FIG. 3.10 - Schema geologico del Massiccio Peridotitico di Lanzo (Debelmas et al., 1980, modificato) e distribuzione dei block field e dei block stream (BFS). QT: depositi quaternari (DFr, DFa: depositi fluviali recenti e antichi; DG: depositi glaciali); ZP: Zona Piemontese (CS: calcescisti; MB: metabasiti); SL: Zona Sesia-Lanzo (GM: Gneiss minuti; GT: facies gneissica di transizione); CUL: Complesso Ultrabasico di Lanzo (PER: Iherzoliti, harzburgiti e duniti; SER: serpentiniti e peridotiti serpentinite). 1) Contatti tettonici e faglie principali (ZTL = Zona di Taglio del Colle del Lis; ZTLP = Zona di Taglio Colle Lunella - Colle Portia; ZTC = Zona di Taglio del Monte Colombano); 2) cave di magnesite.

	TOT		COMPLESSO ULTRABASICO DI LANZO (CUL)						ZONA PIEMONTESE (EXTRA-CUL)					
			TOT		PERIDOTITI		SERPENTINITI		TOT		CALCESCISTI		METABASITI	
	N. POLIGONI	AREA km ²	N. POLIGONI	AREA km ²	N. POLIGONI	AREA km ²	N. POLIGONI	AREA km ²	N. POLIGONI	AREA km ²	N. POLIGONI	AREA km ²	N. POLIGONI	AREA km ²
BF-BFV	1162	28,30	937	25,19	58	4,69	15	0,46	225	3,11	2	0,04	114	1,58
BS-BSV					396	9,37	84	0,78			2	0,02	58	0,29
BFS					82	7,08	26	0,29			2	0,06	47	1,12
TOT					536	21,14	125	1,53			6	0,12	219	2,99
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
BF-BFV	100	100	80,64	89,02	6,19	18,61	1,60	1,83	19,36	10,99	0,89	1,29	50,67	50,80
BS-BSV					42,26	37,18	8,96	3,10			0,89	0,64	25,78	9,32
BFS					8,75	28,11	2,77	1,15			0,89	1,93	20,89	36,01
TOT					57,20	83,90	13,34	6,08			2,67	3,86	97,33	96,14

TAB. 3.3 - Distribuzione dei block stream (BS-BSV), dei block field (BF-BFV) e dei block field & stream (BFS) nei settori di affioramento del CUL e della Zona Piemontese (extra-CUL).

3.2.4 CARATTERI MORFOLOGICI E MORFOMETRICI

Configurazione planimetrica

La configurazione planimetrica dei *block field* e dei *block stream* è piuttosto articolata e complessa ed è controllata essenzialmente dalle caratteristiche morfologiche dei rilievi e delle incisioni.

Nei settori di versante altimetricamente più elevati le coltri detritiche appaiono arealmente molto estese e continue. Ciò è particolarmente evidente lungo lo spartiacque ad est del Col del Lis in cui i *block field* ricoprono per lunghi tratti i versanti e le creste spartiacque, assumendo forme irregolari e dimensioni molto variabili. L'estensione totale è di oltre 11 km² (di cui il 41,5% vegetato), con dimensioni massime di 1,34 km², minime di 418 m² e medie di 0,043 km² (TAB. 3.2). La larghezza varia da alcune decine di metri ad oltre 1,5 km (in realtà, lungo lo spartiacque che collega il M. Colombano con il M. Turu i *block field* costituiscono un unico mantello largo oltre 5 km). La lunghezza varia da alcune decine di metri ad oltre 1 km. Talvolta è difficile stimare le dimensioni reali di tali coperture detritiche a causa del fatto che i loro limiti esterni, spesso mascherati dalla vegetazione arbustiva ed arborea, sono quasi sempre sfrangiati, sfumando gradualmente nei contigui *block stream* e/o nella circostante copertura detritico-colluviale.

Procedendo dai settori a quota più elevata verso valle le coltri detritiche tendono a restringersi e ad incanalarsi progressivamente seguendo l'andamento degli avvallamenti e delle incisioni. Nella maggior parte dei casi, i *block stream* assumono l'aspetto di vere e proprie lingue che talvolta presentano morfologie marcatamente sinuose in pianta (es. n. 15 in FIG. 3.11).

La larghezza delle coltri detritiche decresce gradualmente da monte a valle, passando dai 600÷700 m ai 10÷15 m. I *block field & stream*, che presentano caratteristiche intermedie e di transizione tra i *block field* ed i *block stream*, raggiungono nei settori a monte larghezze che possono anche superare 1 km. Verso valle, generalmente i limiti sono via via più netti e ben marcati anche se la vegetazione talora ne maschera i reali rapporti con le coltri detritico-colluviali adiacenti. La lunghezza varia da un minimo di 24 m (versante orientale del M. Rognoso) ad un massimo di circa 2,2 km (2262 m per il *block field & stream* ubicato sul versante orientale del M. Colombano, alla testa del bacino del T. Ceronda), con un valore medio di 400 m.

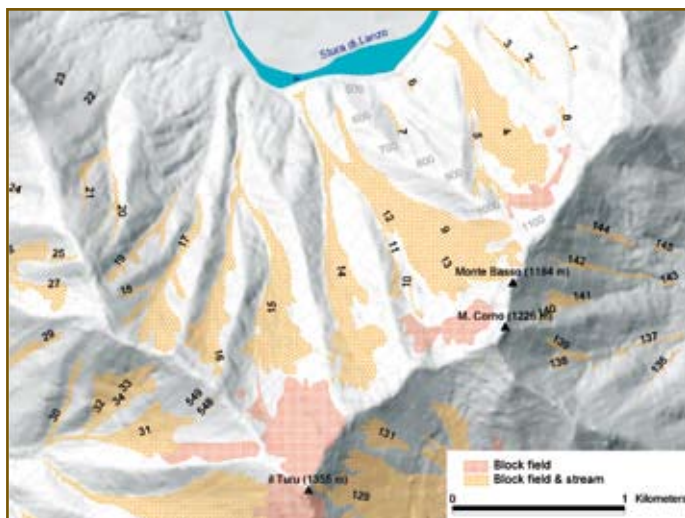


FIG. 3.11 – Stralcio della carta delle coperture detritiche del CUL (modificata) riferito al versante settentrionale del M. Turu (dettagli nel testo).

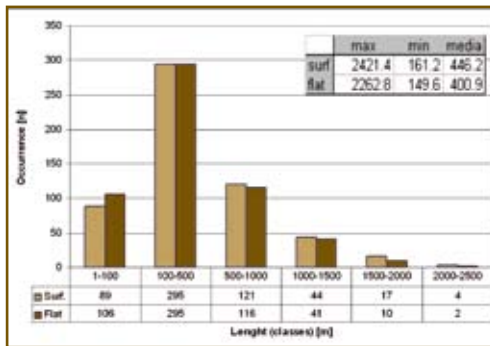


FIG. 3.12 – Istogramma di frequenza delle lunghezze (suddivise in classi) dei 570 corpi detritici classificati come *block stream* e *block field & stream*. L'analisi è stata condotta considerando la lunghezza misurata sia in pianta (*flat*) sia lungo il pendio (*surf*). Nella tabella sono riportati per ciascuna tipologia di misura il valore massimo, minimo e medio espresso in metri.

In **FIG. 3.12** è riportato l'istogramma di frequenza delle lunghezze dei 570 corpi detritici classificati come *block stream* e *block field & stream* da cui emerge che oltre il 50% di tali corpi ha lunghezze comprese tra i 100 ed i 500 m ed oltre il 20% ha lunghezze comprese tra i 500 ed i 1000 m. Nel grafico è riportata la distribuzione dei valori per le lunghezze sia planimetriche che reali, misurate utilizzando il DEM di maglia 5x5 m².

La superficie totale dei *block stream* è di 8,9 km² (di cui il 30% vegetato). L'estensione massima raggiunta dai singoli corpi detritici è di 0,49 km², quella minima di 330 m² e quella media di 0,015 km². I *block field & stream* hanno una estensione totale di poco superiore agli 8 km², con una superficie massima dei singoli corpi di 2,22 km², minima di 200 m² e media di 0,053 km² (**TAB. 3.2**).

I corpi detritici allungati arealmente più estesi derivano spesso dalla coalescenza di più lingue detritiche che nella maggior parte dei casi nascono da *block field* ricoprenti in modo continuo estesi settori degli alti versanti. Talora, lingue detritiche di dimensioni relativamente minori, in relazione diretta con il substrato affiorante, confluiscono ed alimentano un corpo detritico allungato di dimensioni maggiori.

I *block stream* possono assumere molteplici aspetti: configurarsi in pianta come semplici fasce detritiche allungate verso valle, dare luogo a morfologie "a goccia" oppure mostrare un aspetto ramificato per effetto della confluenza di due o più lingue con tipiche biforcazioni a "Y" (es. n. 4 in **FIG. 3.11**). In taluni casi sono stati rilevati veri e propri fenomeni di "trasfluenza" in corrispondenza dei quali si è verificato il trasferimento di materiale detritico da un *block stream* all'altro (es. n. 12 in **FIG. 3.11**).

Le fronti dei *block stream* assumono prevalentemente tre tipi di morfologie in pianta: a "V", ad "U" ed a "Δ". Le prime due tipologie prevalgono nettamente sulla terza. Le fronti a "Δ" (es. n. 14 in **FIG. 3.11**) sono sostanzialmente delle morfologie a conoide con apice più o meno stretto ed unghia irregolare di ampiezza variabile.

Espressione morfologica

In **FIG. 3.13** è riportato il grafico che riassume le caratteristiche di pendenza dei 570 corpi detritici identificati nel corso del rilevamento. Nel grafico è rappresentato l'istogramma di frequenza dei valori di pendenza minima (*Min_slope*), massima (*Max_slope*) e media (*Avg_slope*) dei *block stream* e dei *block field*

& *stream*. Come si può osservare nella tabella in figura, la pendenza massima è compresa tra 8,8 e 51,07°, la pendenza minima tra 0 e 33,78° mentre i valori medi oscillano tra 4,91 e 39,73°. Gli istogrammi di frequenza indicano che:

- il 60% dei *block stream* ha una pendenza minima compresa tra 5 e 20°;
- il 73% dei *block stream* ha una pendenza massima compresa tra 30 e 45°;
- oltre l'83% dei *block stream* ha una pendenza media compresa tra 20 e 35°.

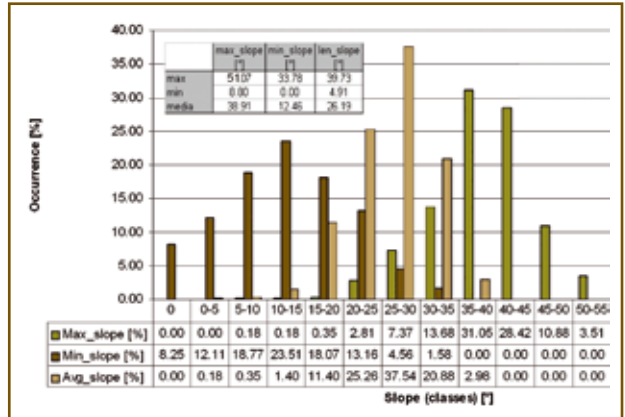


FIG. 3.13 – Istogramma di frequenza della pendenza massima, minima e media dei 570 corpi di detrito. Dettagli nel testo.

L'analisi dei profili longitudinali dei singoli corpi detritici (FIG. 3.14) evidenzia che i settori a maggiore acclività coincidono generalmente con le aree altimetricamente più elevate delle coltri detritiche, mentre in prossimità delle fronti la pendenza diminuisce gradualmente fino a raggiungere valori di 2÷3° o, in alcuni casi, anche inferiori. Generalmente, nei settori di testata i *block field* sono contraddistinti da un profilo trasversale concavo, mentre, più a valle, le lingue detritiche assumono un aspetto turgido con un profilo convesso, risultando talvolta sopraelevate di alcuni metri (in alcuni casi fino a 5÷6 m) rispetto alle aree circostanti. Frequentemente, le coltri detritiche sopravanzano e mascherano le irregolarità del substrato. L'analisi evidenzia anche una sensibile differenza tra i profili dei corpi detritici posti a nord ed a sud della cresta spartiacque principale (tra il M. Colombano ed il Turu). I profili longitudinali dei *block field* e dei *block field & stream* ubicati sui versanti settentrionali sono in genere caratterizzati da due rotture di pendenza: 1) una a quota più elevata, in cui si ha il passaggio dalla cresta spartiacque a maggiore pendenza (talora con substrato affiorante) ad un settore a minore pendenza occupato da estesi *block field*, e 2) una seconda a quota inferiore, circa corrispondente con il passaggio *block field* – *block stream*. I corpi detritici posti a sud dello spartiacque principale presentano, invece, un andamento più regolare, con pendenze mediamente più elevate (FIG. 3.14c).

Strutture superficiali

Nell'area del CUL, complessivamente la superficie dei *block stream* è contraddistinta da una distribuzione uniforme ed estremamente regolare delle coltri detritiche, in alcuni casi caratterizzata dalla presenza in senso longitudinale di ondulazioni di ampiezza decametrica-ettometrica che conferiscono una caratteristica morfologia "a onde" al manto detritico, in accordo con quanto osservato da Capello (1963) e Fioraso & Spagnolo (2009). Nelle porzioni medio-

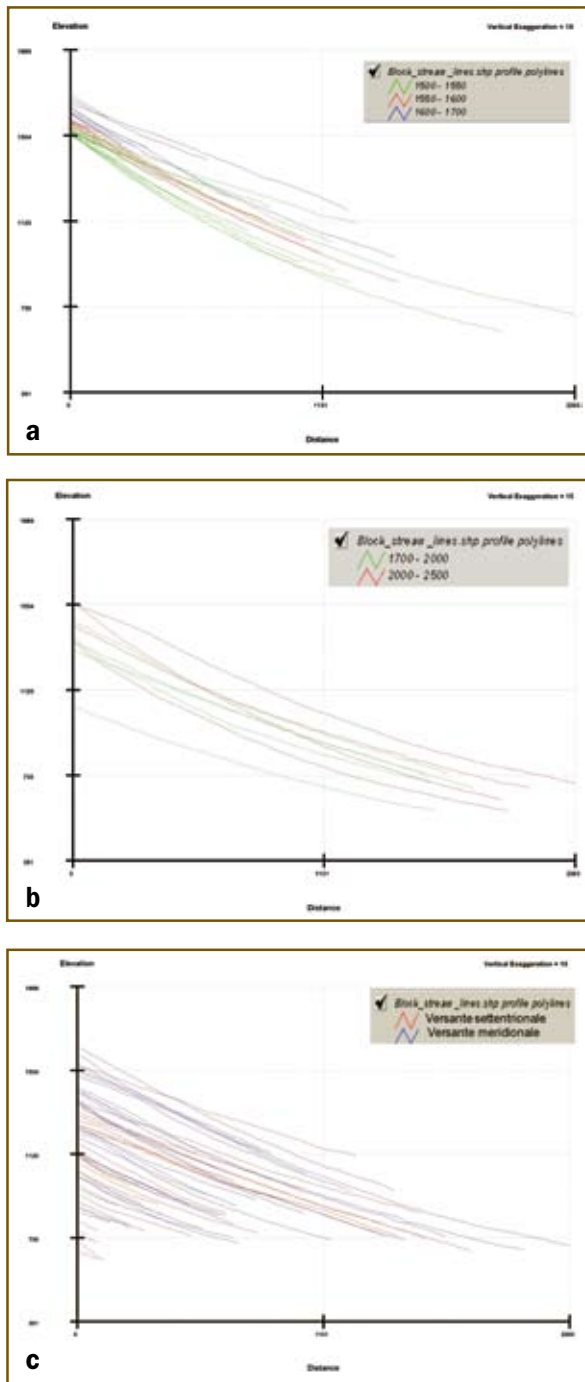


FIG. 3.14 – Esempi di analisi dei profili longitudinali dei corpi detritici. Profili distinti in base: a) alla quota massima (in m slm), b) alla lunghezza (in m), c) all'ubicazione rispetto alla cresta spartiacque tra il M. Colombano ed il Turu.

inferiori dei *block stream*, contraddistinte da un maggior grado evolutivo, la copertura di blocchi presenta caratteristiche morfologiche piuttosto complesse. Le più frequenti sono rappresentate da dorsali longitudinali, allungate per decine o centinaia di metri parallelamente all'asse dei *block stream* e con una larghezza compresa tra i 3 ed i 22 m. Le dorsali sono frequentemente localizzate in prossimità dei margini laterali dei *block stream*, rispetto ai quali risultano sopraelevate di alcuni metri, fino ad un massimo di 7÷8 m (**FIG. 3.15**). Per tale motivo le lingue detritiche assumono talvolta un profilo trasversale marcatamente concavo. Le dorsali longitudinali osservate sono sia singole, sia doppie che multiple. In questi ultimi due casi, le dorsali risultano generalmente strettamente affiancate con un andamento sub-parallelo, separate da depressioni longitudinali (**FIG. 3.15b**).

Le depressioni longitudinali sono profonde fino a un massimo di 4÷6 m, larghe da 10 a 15 m ed allungate per decine o centinaia di metri parallelamente all'asse dei *block stream*. Possono costituire avvallamenti interposti tra due dorsali longitudinali affiancate (dando luogo a un profilo trasversale ad "U", **FIG. 3.15b**) oppure sono localizzate nella parte assiale delle lingue detritiche (con profilo trasversale a "V"). Fioraso & Spagnolo (2009) attribuiscono la genesi del primo tipo di depressioni longitudinali a movimenti differenziali sviluppati all'interno della copertura detritica, mentre per la genesi del secondo tipo di depressioni ipotizzano un richiamo verso il basso della coltre detritica indotto dalla rimozione della sottostante matrice da parte del deflusso subdetritico, in accordo con Sumner (2004).

Sulla superficie del complesso detritico sono spesso riconoscibili forme

lobate, di larghezza decametrica e rilevate fino a 6÷8 m rispetto alla circostante superficie dei *block stream*. Queste morfologie possono assumere l'aspetto di blandi rigonfiamenti della coltre detritica oppure configurarsi come vere e proprie lingue con margini frontali e laterali netti e ben marcati (FIG. 3.16). Le fronti dei lobi sono generalmente molto acclivi (30÷45°) con i blocchi spesso in condizioni di equilibrio precario. Talvolta, nel settore frontale di alcuni lobi sono presenti rughe trasversali ad andamento rettilineo o arcuato, estese lateralmente per alcune decine di metri e ampie fino a 8÷10 m. Le rughe osservate sono sia singole, sia doppie che multiple. In questi ultimi due casi costituiscono generalmente piccoli gruppi con un andamento sub-parallelo o concentrico, separate da depressioni di 0,5÷2 m di profondità.

La presenza di dorsali longitudinali e lobi sulla superficie dei *block stream* è spesso accompagnata da repentine variazioni granulometriche (FIG. 3.16c) e, più raramente, da variazioni nella composizione litologica degli stessi. In accordo con Capello (1963) e con Fioraso & Spagnolo (2009), si rileva che questa particolarità evidenzia la presenza di aree di alimentazione del complesso detritico distinte in funzione del grado di fratturazione e della natura del substrato.

Sulla superficie delle coltri detritiche è comune la presenza di depressioni chiuse di forma e dimensioni variabili (FIG. 3.17). Le più comuni hanno forma ellittica o allungata, di 4÷8 m di asse maggiore e 1÷2 m di profondità. Sono inoltre riscontrabili, più raramente, depressioni semiaperte verso valle, sempre di forma ellittica ma di dimensioni maggiori (30÷40 m di asse maggiore e profondità di 2÷4 m).

I settori frontali dei *block stream* presentano caratteristiche morfologiche variabili, riconducibili a tre tipologie principali: 1) fronti detritiche ad elevata acclività, 2) fronti detritiche a debole pendenza e/o discontinue, 3) fronti detritiche in fase di rimodellamento.

Circa il 15÷20% dei corpi detritici presenta una fronte del primo tipo, in cui si ha la parte terminale delle lingue detritiche con pendenze comprese tra i 30 ed i 45° circa, ed altezze comprese tra i 2 e gli 8 m. Tale tipologia di fronti è associata in genere a lingue ben sviluppate, in cui sono presenti evidenti ondulazioni, dorsali longitudinali e trasversali associate a depressioni chiuse di forma e dimensioni variabili. La maggior parte di tali fronti è ubicata sui



FIG. 3.15 - Dorsali allungate longitudinalmente all'interno dei *block stream*. a) Vista laterale di due dorsali affiancate (il tratteggio giallo delimita il top del corpo del *block stream* BS, i tratteggi rossi delimitano il top delle dorsali D1 - interna - e D2 - esterna). b) Vista da monte di due dorsali longitudinali affiancate che delimitano una depressione allungata, profonda circa 6 m (il tratteggio bianco indica il profilo lungo una sezione verticale, ortogonale all'allungamento delle dorsali).

FIG. 3.16

Vista della parte frontale (a) e laterale (b) di un lobo detritico di lunghezza ettometrica e larghezza decametrica discendente dal versante occidentale del M. Colombano. c) Margine laterale sinistro di un lobo a grossi blocchi (L1) giustapposto ad una coltre detritica costituita da clasti di minori dimensioni (BS) (versante NE del M. Druina).



versanti a nord dello spartiacque principale. La fronte è frequentemente impostata all'interno di impluvi e da essa scaturiscono sorgenti d'acqua, talvolta così abbondanti da generare un flusso torrentizio. In alcuni casi la fronte si presenta parzialmente rimodellata da processi di crollo o di erosione rimontante legata alla retrocessione della testata del torrente.

La maggior parte dei corpi detritici (circa il 60÷70% del totale) presenta un settore terminale del secondo tipo, in cui si possono riconoscere due sottogruppi: 2.a) fronti ben delineate a debole pendenza, 2.b) fronti discontinue a debole pendenza. Entrambi i sottogruppi sono caratterizzati da fronti poco inclinate ($5\div 25^\circ$), rilevate al massimo di $1\div 1,5$ m rispetto alla superficie di appoggio; nel sottogruppo 2.a, le fronti sono nette e bene delimitabili, mentre nel 2.b le fronti sono parzialmente mascherate da coltri eluvio-colluviali su cui cresce una vegetazione più o meno fitta (in genere di tipo erbaceo-arbustivo). In quest'ultimo sottogruppo la fronte non è sempre ben identificabile in quanto i suoi limiti sfumano con le coperture adiacenti ed in molti

casi si generano dei corpi secondari apparentemente disgiunti dalla lingua principale.

Circa il 15÷20% dei corpi detritici presenta una fronte del terzo tipo, in cui la parte terminale delle lingue detritiche particolarmente estese e più prossime alle aree di fondovalle è rimodellata e caratterizzata dalla presenza di scarpate ad elevata acclività ($40\div 45^\circ$) alte fino a $15\div 18$ m. Le scarpate, con una tipica configurazione a "ferro di cavallo", costituiscono l'espressione della forte tendenza all'approfondimento erosivo che attualmente caratterizza tutti i corsi

d'acqua che drenano il CUL. Ciò è particolarmente evidente alle testate del R. dell'Agnello, del R. Ceronda e del R. Tronta. Alla base delle scarpate, o in corrispondenza della superficie di appoggio della coltre detritica, sono in genere presenti sorgenti d'acqua di discreta portata che alimentano perennemente il reticolato idrografico di superficie. L'erosione regressiva ed i flussi idrici provenienti dalle coltri detritiche causano l'instabilità delle fronti con il conseguente collasso del manto detritico, che va ad alimentare il trasporto solido torrentizio, e lo sviluppo di scarpate e nicchie di distacco.



FIG. 3.17
Depressione chiusa di forma ellittica ubicata al margine frontale di un lobo (L), parzialmente rivestita da una coltra vegetale sottoforma di zolle erbose (Ze).

3.3 STRATIGRAFIA E IDROGEOLOGIA DEI *BLOCK STREAM*

3.3.1 CARATTERISTICHE STRATIGRAFICHE E SEDIMENTOLOGICHE

La porzione superficiale e più caratteristica dei *block stream* è costituita da un complesso detritico a grossi blocchi del tutto privo di matrice, con tessitura di tipo *open-work*. La coltra detritica poggia, tramite un contatto netto ad andamento irregolare, su sedimenti ghiaioso-sabbioso-limosi più o meno argillosi, con tessitura *matrix-supported* (FIG. 3.18). La coltra detritica superficiale ed i sedimenti più fini sottostanti sono stati denominati rispettivamente “complesso superiore” e “complesso inferiore” di cui, nei paragrafi seguenti, sono descritte le caratteristiche stratigrafico-sedimentologiche.

Complesso superiore

Il complesso superiore è caratterizzato da una potenza variabile, in genere piuttosto esigua, compresa tra 0,6 e 7 m, con valori medi osservati di 1÷2 m. In considerazione dei profili longitudinali e trasversali dei *block stream* che evidenziano delle ondulazioni piuttosto marcate, non è escluso che localmente la potenza della coltra detritica sia superiore ai 10 m.

Su 8 *block stream* di forma e dimensione variabile sono state effettuate analisi di dettaglio dei clasti al fine di caratterizzare dal punto di vista stratigrafico, sedimentologico e tessiturale il complesso superiore. In particolare, sono state effettuate analisi della forma, sfericità, dimensioni, grado di arrotondamento, litologia e *fabric* dei clasti lungo profili trasversali tracciati a quota diversa (1200 m slm, 1000 m slm ed in corrispondenza della fronte).

FIG. 3.18

Sezione verticale-trasversale di un block stream (versante settentrionale del M. Turu), AS) Substrato roccioso; Ci) Complesso inferiore; Cs) Complesso superiore.



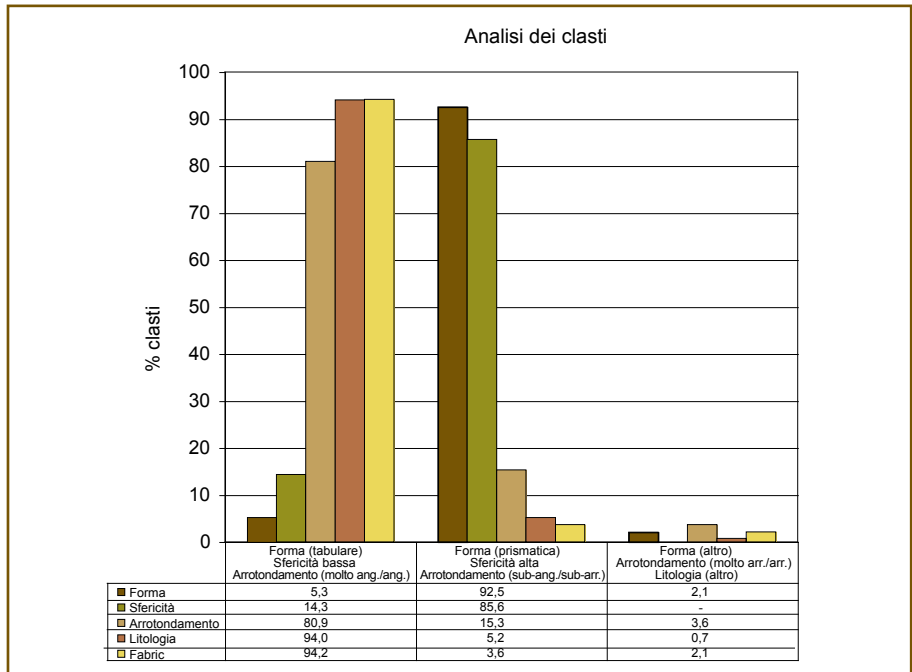
I clasti sono caratterizzati da una litologia piuttosto monotona rappresentata da peridotiti e/o peridotiti debolmente serpentinizzate (94%) e, subordinatamente, da serpentiniti (circa 5%) e minime percentuali di rocce gabbriche e basaltiche (< 1%). Presentano una forma prevalentemente equidimensionale con alta sfericità (prismatica) ed un grado di arrotondamento molto basso (in genere angoloso). I blocchi osservati presentano subordinatamente forma tabulare, cubica, e cuneiforme, mentre in corrispondenza dei settori periferici del CUL, caratterizzati da una più significativa percentuale di affioramenti di natura serpentinitica, i clasti possono

assumere una forma prevalente tabulare o a losanga. La maggior parte dei clasti analizzati presenta un *fabric* di tipo *random* e solo in minima parte risultano essere verticalizzati (3,7%) o iso-orientati/embricati (2,1%) (FIG. 3.19).

I blocchi misurati hanno dimensioni medie di circa 0,65 m mentre le medie

FIG. 3.19

Istogrammi di frequenza delle caratteristiche principali dei clasti che costituiscono in superficie il complesso superiore. Dettagli nel testo.



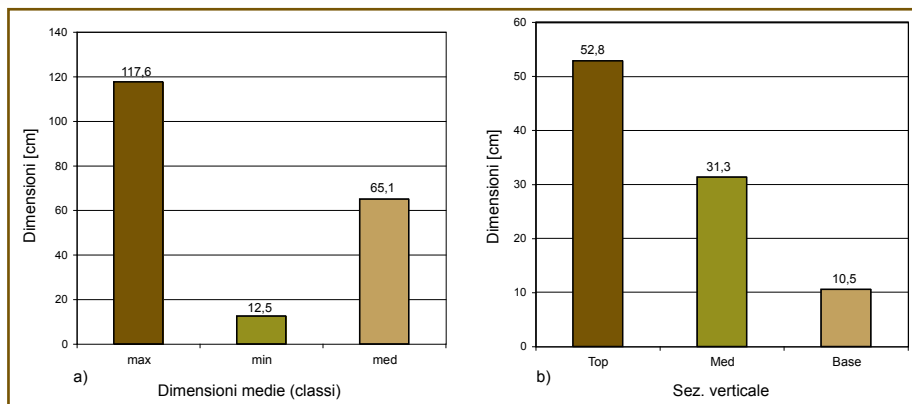


FIG. 3.20 – Analisi dimensionale dei clasti del complesso superiore. a) Medie dei valori massimi (max), minimi (min) e medi (med) misurati sulla superficie dei corpi detritici; b) medie dei valori massimi dei clasti misurati nella parte superiore (top), intermedia (med) ed inferiore (base) delle sezioni verticali.

dei valori massimi e dei valori minimi sono di 1,18 m e di 0,13 m rispettivamente (FIG. 3.20a). I valori più frequenti sono compresi tra 0,5 e 1,5 m, ma talvolta possono raggiungere anche i 3÷5 m.

Non sono state osservate particolari distribuzioni delle suddette caratteristiche dei clasti in senso trasversale e solo occasionalmente in senso longitudinale-altitudinale. Sono, invece, state osservate alcune variazioni in senso verticale. Infatti, nelle 11 sezioni verticali analizzate si è osservata, dall'alto verso il basso, una diminuzione delle dimensioni dei blocchi (gradazione inversa, FIG. 3.20b) ed un aumento del grado di arrotondamento dei clasti (da angoloso ad arrotondato, FIG. 3.21).

In tutti i blocchi è presente un cortex di alterazione di 5÷15 mm di spessore, in corrispondenza del quale l'olivina è trasformata in un feltro giallo arancio dal quale spiccano inalterati i cristalli di ortopirosseno e di spinello (cfr. Capitolo 4). Internamente i blocchi si presentano invece sostanzialmente inalterati, tanto da poter essere utilizzati come materiale lapideo da costruzione (FIG. 3.22a). I blocchi più superficiali del complesso detritico sono rivestiti da una patina di ossidazione che conferisce ai block stream una colorazione variabile da nerastra a rosso-violacea (FIG. 3.22b); inoltre le superfici dei blocchi esposte al dilavamento meteorico hanno un aspetto particolarmente scabro dovuto alla progressiva rimozione dei minerali di alterazione.

Il colore delle patine di alterazione sulla superficie dei

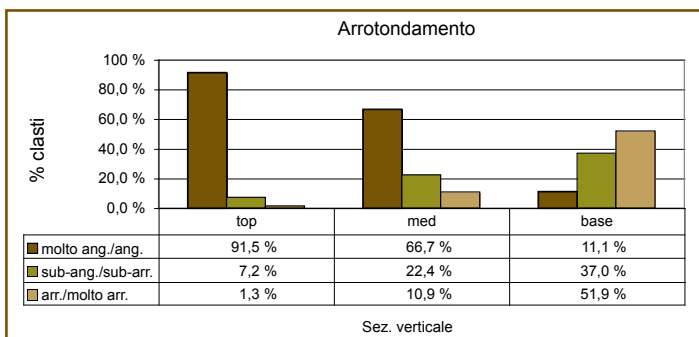


FIG. 3.21 – Istogrammi di frequenza del grado di arrotondamento dei clasti del complesso superiore stimato nella parte superiore (top), intermedia (med) ed inferiore (base) delle sezioni verticali. Grado di arrotondamento: molto ang./ang. (molto angoloso/angoloso); sub-ang./sub-arr. (sub-angoloso/sub-arrotondato); arr./molto arr. (arrotondato/molto arrotondato).

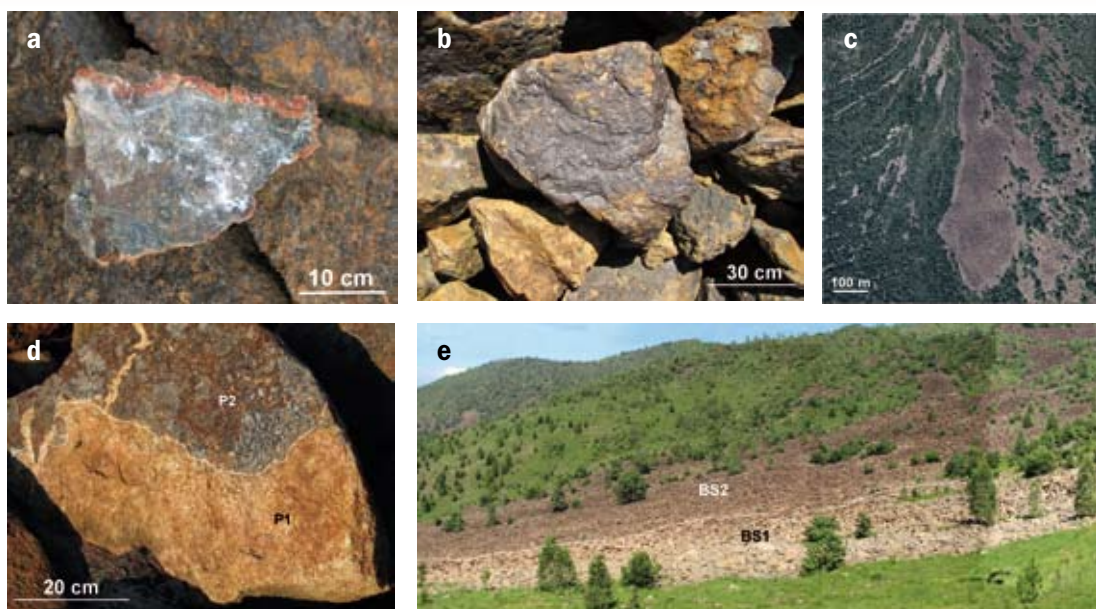


FIG. 3.22 – Esempi di patine di alterazione della parte superficiale del complesso superiore. a) Cortex di alterazione superficiale di colore rosso-aranciato di spessore di circa 1 cm di un blocco peridotitico sezionato, inalterato nella parte centrale; b) blocchi peridotitici con diverse tipologie di patine ed incrostazioni; c) fotografia aerea di un block stream di lunghezza ettometrica in cui si evidenziano le screziature di diverso colore (scure nella parte centrale, chiare ai margini); d) blocco peridotitico con differenti patine di alterazione superficiale (P1: chiara, priva di licheni, P2: scura, con crescita di licheni); e) screziature di diverso colore legato alla contiguità di blocchi serpentinitici (BS1) e peridotitici (BS2).

block stream non è omogeneo. Infatti, sono osservabili delle screziature chiaro-scure che assumono un andamento particolare nella quasi totalità dei corpi detritici costituiti da clasti peridotitici. In particolare si osserva che le patine di colore più scuro tendono a concentrarsi nella parti più interne (o assiali) dei corpi detritici mentre le patine di colore più chiaro sono presenti ai loro margini esterni e lungo i bordi che delimitano le coltri vegetate, presenti anche all'interno dei corpi detritici (FIG. 3.22c). In FIG. 3.22d è riportato un esempio tipico di un blocco peridotitico che presenta una parte con patina scura ed una parte con patina chiara. La patina scura è associata ad una colonizzazione di licheni che non è presente nella parte con patina chiara, anzi la crescita dei licheni segue esattamente il limite tra le due parti a differente colorazione. Ciò sembra indicare che il diverso colore dell'alterazione sia associato ad una diversa esposizione subarea delle due parti del blocco.

L'osservazione di dettaglio della parte superficiale del complesso superiore, inoltre, ha messo in evidenza che le patine scure (bruno-violacee) sono esclusive dei blocchi peridotitici mentre le patine chiare (biancastre e giallo-aranciate) sono tipiche dei blocchi serpentinitici. In alcuni casi, infatti, si sono riscontrate screziature di diverso colore sulla superficie dei *block stream* legati alla differente composizione litologica dei clasti (FIG. 3.22e). In un caso è stata osservata una patina di colore scuro dovuta ad incrostazioni

I BLOCK FIELD ED I BLOCK STREAM DEL COMPLESSO ULTRABASICO DI LANZO

CAMPIONE	PESO SPECIFICO [g/cm³]	UMIDITÀ %	GRANULOMETRIA					LIMITI DI CONSISTENZA				
			% CIOTTOLI	% GHIAIA	% SABBIA	% SILT	% ARGILLA	LIMITE LIQUIDO	LIMITE PLASTICO	INDICE DI PLASTICITÀ	INDICE DI CONSISTENZA	INDICE LIQUIDO
Germagnano (C1)	2,837	20,66	0,00	38,97	19,91	28,68	12,44	30,80	24,43	6,36	1,59	-0,59
Germagnano (C2)	3,084	23,86	0,00	37,06	25,47	25,22	12,25	33,21	26,25	6,96	1,34	-0,34
Germagnano (C3)	2,827	15,73	0,00	44,80	22,29	19,71	13,19	25,02	20,40	4,62	2,01	-1,01
Germagnano (C4)	2,988	18,68	0,00	41,94	26,00	20,47	11,59	36,80	24,40	12,40	1,46	-0,46
Germagnano (C5)	2,821	17,66	0,00	49,61	23,66	18,53	8,21	32,31	23,16	9,15	1,60	-0,60
Vallo T.se (C1)	2,849	11,18	0,00	39,93	26,02	25,14	8,91	31,06	20,48	10,58	1,88	-0,88
Vallo T.se (C2)	2,588	29,31	0,00	51,78	24,79	18,81	4,62	58,96	44,62	14,34	2,07	-1,07
Viù (C1)	2,801	16,15	0,00	38,03	20,65	34,23	7,09	26,28	21,10	5,18	1,96	-0,96
Viù (C2)	3,035	13,14	0,00	41,41	29,03	23,82	5,73	23,10	18,98	4,11	2,42	-1,41
Viù (C2a)	2,953	20,71	0,00	37,43	26,20	15,47	20,90	35,38	24,71	10,67	1,37	-0,37
Viù (C3)	2,969	15,04	0,00	32,53	33,10	28,38	5,99	21,68	19,06	2,62	2,54	-1,54
min	2,588	11,18	0,00	32,53	19,91	15,47	4,62	21,68	18,98	2,62	1,34	-1,54
max	3,084	29,31	0,00	51,78	33,1	34,23	20,9	58,96	44,62	14,34	2,54	-0,34
med	2,887	18,37	0,00	41,23	25,19	23,50	10,08	32,24	24,33	7,91	1,84	-0,84

TAB. 3.4 – Sintesi dei risultati delle analisi geotecniche effettuate sui materiali medio-fini (<2 mm) del complesso inferiore.

spessore decimetrico con tessitura di tipo *clast-supported* all'interno della matrice. I clasti presentano in genere una patina di alterazione di colore rosso-arancio che nella maggior parte dei casi costituisce un feltro superficiale di spessore sub-millimetrico.

In alcuni casi (es. lungo il R. Tronta), all'interno della matrice sono state osservate delle strutture planari discontinue con evidenze di movimento (strie meccaniche) orientate parallelamente alla superficie del *block stream*,

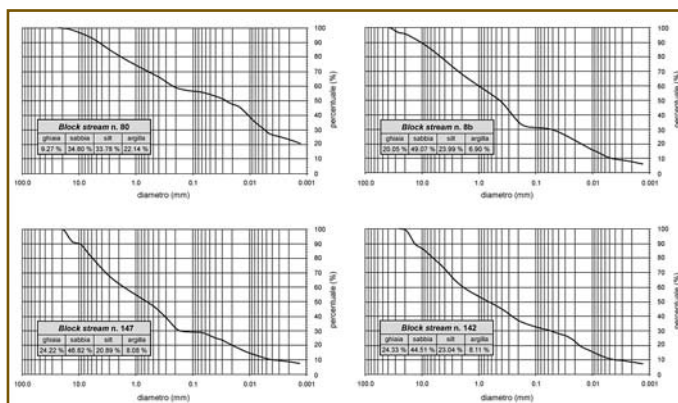


FIG. 3.24 – Risultati delle analisi granulometriche effettuate su campioni prelevati dal complesso inferiore di 4 block stream (Fioraso & Spagnolo, 2009).

in corrispondenza delle quali è percepibile una iso-orientazione dei clasti (**FIG. 3.25**).

Nelle sezioni osservate, il contatto tra complesso superiore ed inferiore è sempre netto ed irregolare. Nella maggior parte dei casi, il limite tra i due complessi è contraddistinto dalla presenza di un livello organico di spessore decimetrico, di colore scuro, ricco di apparati radicali. Il colore di alterazione del deposito, invece, varia dal grigio-bruno al rosso-aranciato (**FIG. 3.18**).

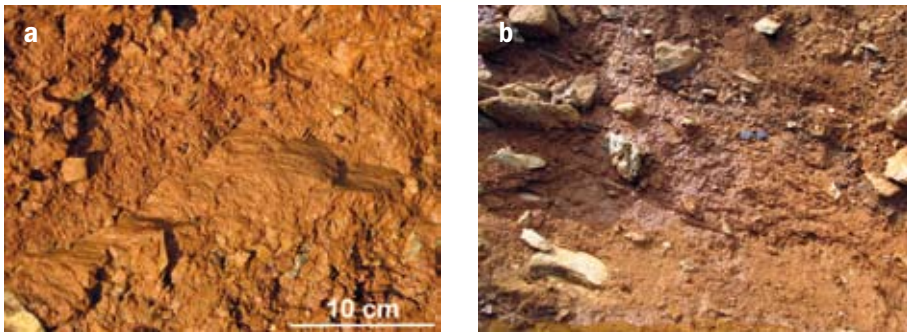


FIG. 3.25 – Strutture planari con strie meccaniche (a) e clasti allungati iso-orientati (b) parallelamente al pendio. Complesso inferiore affiorante lungo l'incisione del R. Tronta (Vallo T.se).

Per quanto riguarda la potenza del complesso inferiore, gli unici dati disponibili sono forniti da rare osservazioni di terreno e da alcuni sondaggi geognostici effettuati in corrispondenza di un *block stream* localizzato sul versante destro del T. Ricchiaglio (Carraro, 1992). Tali informazioni hanno consentito di accertare per l'intervallo sabbioso-siltoso-argilloso una potenza compresa tra 0,5 e 22 m; lo spessore massimo complessivo della coltre detritica e della matrice basale è invece risultato pari a 25,5 m (FIG. 3.26). Per gli altri *block stream* del CUL non sono invece disponibili dati di sottosuolo; tuttavia, pur in presenza di sensibili variazioni di spessore anche nell'ambito di uno stesso *block stream*, considerando la morfologia delle lingue detritiche e l'andamento locale dei versanti, è ipotizzabile che lo spessore complessivo di questi fenomeni possa localmente raggiungere valori di 30÷35 m e, in taluni casi, anche più elevati (Fioraso & Spagnolo, 2009).

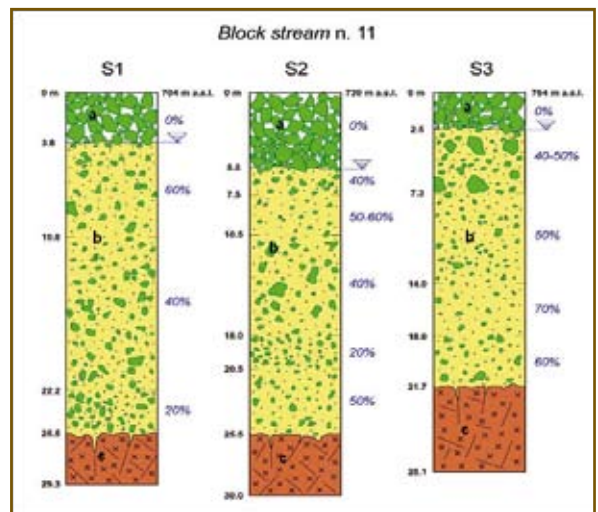


FIG. 3.26 – Stratigrafie di 3 sondaggi effettuati su un *block stream* localizzato sul versante destro della valle del T. Ricchiaglio (il n. 11 si riferisce alla numerazione di Fioraso & Spagnolo, 2009): a) complesso detritico superiore con tessitura open-work; b) successione siltoso-argillosa e siltoso-sabbiosa del complesso inferiore con tessitura matrix supported; c) substrato roccioso. In corsivo sono indicate le percentuali di matrice presenti nel sedimento (Fioraso & Spagnolo, 2005, modificato).

3.3.2 CARATTERISTICHE IDROGEOLOGICHE

All'interno dei *block stream* è presente un'intensa circolazione idrica concentrata presumibilmente all'interfaccia tra il complesso superiore ed inferiore, a causa del forte contrasto di permeabilità che contraddistingue il corpo detritico superiore dai depositi fini del complesso inferiore. Talvolta, il deflusso subdetritico dà origine sulla fronte dei *block stream* a cospicue emergenze d'acqua che alimentano il reticolato idrografico di superficie. Altre sorgenti sono invece localizzate all'interno dei *block stream* nei punti in cui la superficie topografica interseca l'interfaccia tra il complesso detritico e

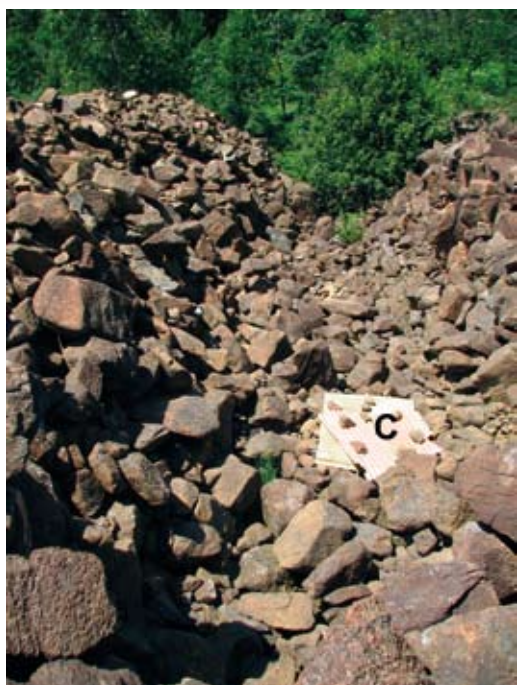


FIG. 3.27 – Vista longitudinale di una trincea lunga 15 m, larga 6 m e profonda circa 4 m scavata nella coltre detritica per captare l'acqua (C: coperture a protezione della captazione d'acqua).

il complesso inferiore. In alcuni casi è inoltre possibile osservare direttamente il deflusso idrico subdetritico in corrispondenza di manufatti (trincee e brevi gallerie) realizzati allo scopo di captazione e che attraversano, talvolta fino a 4÷5 m di profondità, l'intero complesso detritico (**FIG. 3.27**).

Sebbene il deflusso non sia direttamente visibile in tutti i *block stream*, frequentemente è possibile intuirne la presenza per l'intenso rumore ed il gorgoglio percepibili percorrendo il manto detritico, come già rilevava Capello (1963). Fioraso & Spagnolo (2009) hanno stimato che le portate, variabili in funzione dell'estensione del bacino di alimentazione, sono normalmente comprese tra 2÷5 l/s e 15÷25 l/s per i *block stream* di maggiori dimensioni. I deflussi oscillano stagionalmente in funzione dello scioglimento della copertura nevosa e dell'andamento delle precipitazioni: a seguito di eventi piovosi particolarmente intensi sulla fronte di alcuni *block stream* sono state stimate portate di alcune centinaia di litri al secondo (Fioraso & Spagnolo, 2009). Durante i periodi di siccità prolungata, nei *block stream*

arealmente poco estesi i deflussi tendono gradualmente a diminuire fino ad esaurirsi; negli altri casi, pur in presenza di scarse precipitazioni, è invece sempre rilevabile un sia pur minimo deflusso.

Dalle poche informazioni disponibili si deduce che il drenaggio subdetritico, molto probabilmente, si concentra lungo depressioni modellate al tetto del complesso inferiore; in molti casi queste direttrici di deflusso sembrano ricalcare per lunghi tratti l'andamento delle depressioni longitudinali presenti sulla superficie dei *block stream*. Tali direttrici di deflusso quasi mai coincidono con la parte assiale dei corpi detritici; infatti, si è riscontrato che sia la maggior parte delle sorgenti sia il rumore del flusso subdetritico sono presenti prevalentemente ai margini delle lingue detritiche.

ANALISI DELLA FRATTURAZIONE E DELL'ALTERAZIONE

The Lanzo Ultrabasic Complex (LUC) is characterized by an extensive fracturing and chemical weathering bedrock. The analysis of geological structures and of the degree of weathering of the rocks covers a great importance to clarify the genesis of block fields and block streams. The propagation of several sets of fracture and joint systems is an essential element in the break-up of LUC rock masses into blocks, which also contributes to trigger weathering processes in the discontinuities themselves. Indeed, shape and size of the blocky elements of the debris are closely related both to the density and distribution of structural elements of the bedrock, and to the type and intensity of the weathering processes involving the rock masses.

Fracturing and weathering are often associated as highlighted by the particular concentration of high weathered rocks along discontinuities, where the water circulation is greater and faster than the other part of the rock masses. Weathering favours the fracture enlargement and the formation and the deposition of fine loose material along the joints. Consequently, a general and gradual loosening of rock masses results, forming the block fields and block streams. Leaching processes remove the fine material, which accumulates along the slopes or is transported by rivers.

Finally, the analysis of the weathering of the bedrock and of the deposits in the studied area provides an important element of discussion on the climate and paleo-climate conditions related to these processes and, indirectly, also on chronostratigraphy.

Therefore, in this chapter are analyzed both macro/meso-structural characteristics of the LUC rock masses, with particular reference to the characterization of the fracturing, and the weathering processes and their effects on the bedrock and deposits.

4.1 INTRODUZIONE

Gli affioramenti rocciosi del Complesso Ultrabasico di Lanzo (CUL) presentano elevati gradi di fratturazione e di alterazione. L'analisi dell'assetto strutturale e del grado di alterazione del substrato nell'area di studio assume un particolare significato per chiarire la genesi dei *block stream* in questo contesto geologico, geomorfologico, climatico e paleo-climatico. La propagazione di più sistemi di frattura e giunti rappresenta, infatti, un elemento di primo ordine nello smembramento in blocchi degli ammassi rocciosi del CUL che favorisce, inoltre, l'innescio di processi di alterazione intra-discontinuità.

Sui rilievi del Massiccio di Lanzo l'alterazione chimica del substrato è più marcata rispetto ad altri settori delle Alpi Occidentali: ciò è dovuto da un lato all'elevata degradabilità intrinseca delle peridotiti, dall'altro all'assenza di fenomeni di esarazione glaciale che hanno invece diffusamente e ripetutamente operato nei settori più interni della catena alpina (Motta & Motta, 2007; Fioraso & Spagnolo, 2009).

Nel presente capitolo vengono pertanto analizzate nel dettaglio le caratteristiche macro- e meso-strutturali degli ammassi rocciosi del CUL, con particolare riferimento alla caratterizzazione del loro stato di fratturazione. Successivamente verranno riprese le osservazioni di Natale (1972) e di Miè & Natale (1978) sullo stato di alterazione sia del substrato del CUL sia dei depositi ivi presenti, al fine di caratterizzarne i processi e gli effetti. Tali considerazioni forniscono importanti informazioni per la definizione della genesi e cronostratigrafia dei processi che hanno portato alla formazione dei *block stream*.

4.2 ANALISI DELLA FRATTURAZIONE DEGLI AMMASSI ROCCIOSI

Gli ammassi rocciosi appartenenti al CUL sono caratterizzati da uno spiccato grado di smembramento tettonico evidenziato da una elevata pervasività dei sistemi di fratture e giunti. In considerazione della forte influenza delle caratteristiche strutturali e delle proprietà fisiche degli ammassi rocciosi sulla formazione di detrito, sono stati rilevati i principali corpi rocciosi affioranti e sub-affioranti (cfr. § 3.2.2). Dai rilevamenti effettuati e dalle analisi fotointerpretative è risultato che circa il 10% dell'intera area del CUL presenta rocce del substrato in affioramento e sub-affioramento. Affioramenti di estensione modesta del substrato roccioso sono osservabili lungo i tagli artificiali (in prevalenza stradali) che mettono in evidenza alcune caratteristiche particolari dello stato di fratturazione ed alterazione del substrato roccioso. Ogni area di affioramento del substrato roccioso è stata in seguito descritta e classificata in funzione delle caratteristiche strutturali-geomeccaniche e del grado di allentamento.

L'assetto strutturale è stato definito attraverso diversi gradi di dettaglio. Poiché l'area indagata presenta una grande estensione (circa 190 km²) si è pro-

ceduto inizialmente ad una analisi a grande scala effettuata principalmente attraverso fotointerpretazione. In una seconda fase si è proceduto ad una analisi di maggior dettaglio, attraverso l'analisi strutturale di alcuni affioramenti campione. I dati ottenuti in questa seconda fase sono serviti sia per la verifica dei dati macroscopici, sia per definire con migliore accuratezza le caratteristiche strutturali degli ammassi rocciosi. I dati ottenuti dall'analisi strutturale sono stati in seguito confrontati con i dati disponibili in letteratura per poter effettuare delle interpolazioni di tipo areale.

La finalità principale dell'analisi strutturale è stata quella di definire una sorta di classificazione degli ammassi rocciosi rivolta alla individuazione del ruolo della fratturazione nella formazione dei *block field* e dei *block stream*.

Le caratteristiche strutturali originarie degli ammassi rocciosi sono osservabili solo localmente, in corrispondenza di alcuni tagli artificiali dei versanti o in affioramenti naturali, molti dei quali ascrivibili alle morfologie note in letteratura come *tor*¹. Sulla base dei rilievi di terreno è stato possibile riconoscere e classificare 102 *tor* dei quali 25 *tor sommitali*, 32 *tor-sperone* e 45 *tor di versante*, in accordo con la classificazione di Ehlen (1994). La loro distribuzione altimetrica varia dai 774 m slm (versante sud del M. Musinè) ai 1780 m slm (versante sud del M. Rognoso). Il 68,6 % dei *tor* è ubicato al di sopra dei 1200 m slm. La pendenza dei versanti immediatamente sotto ai *tor-sperone* è in generale molto elevata, in quanto si trovano normalmente dove una cresta a bassa pendenza si interrompe, affacciandosi su un ripido versante uniforme; i *tor di versante* formano dei gradini fra i ripiani piuttosto pronunciati e sembrano associati talvolta a movimenti gravitativi: il lato a valle del *tor* sarebbe, quindi, inizialmente una nicchia di distacco (FIG. 4.1).

Dalle osservazioni di terreno è stato anche possibile individuare e descrivere diverse tipologie di "stile di fatturazione" (vedi infra) ed il grado di allentamento degli ammassi rocciosi. Quest'ultimo, non essendo attualmente codificato in letteratura, assume qui un carattere indicativo e assolutamente



FIG. 4.1
Esempio delle tre tipologie di *tor* presenti lungo lo spartiacque principale, in prossimità del M. Arpone.
a) *Tor* sommitale,
b) *tor-sperone*,
c) *tor* di versante.

¹ La letteratura recente segnala questa tipologia di forme, tipiche dei climi temperati, su gran parte delle rocce silicatiche, da basalti e andesiti (Coleman, 1982), alle arenarie (Alexandrowicz, 1990), ai graniti (Linton, 1955; Ehlen, 1994). Castiglioni (1986) descrive i *tor* come forme "ruderali" spesso intimamente associate ai *block field*. Per analogia morfologica con le forme descritte nei suddetti lavori, Motta & Motta (2007) attribuiscono alla categoria dei *tor* anche i rilievi rocciosi isolati circostanti l'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana, sebbene sviluppati su rocce metamorfiche. Firpo et al. (2005; 2006) indicano la presenza di forme simili ai *tor* (tor-like feature) nelle ofioliti del Gruppo di Voltri (M. Beigua).

Nelle classificazioni proposte, che si riferiscono quasi esclusivamente alle rocce granitiche (Linton, 1955; Twidale, 1980; 1981; 1982; Gerrard, 1994), i *tor* sono divisi principalmente in base alla posizione geomorfologica. Non sono state reperite in letteratura analisi di dettaglio di forme analoghe impostate su rocce peridotitiche.

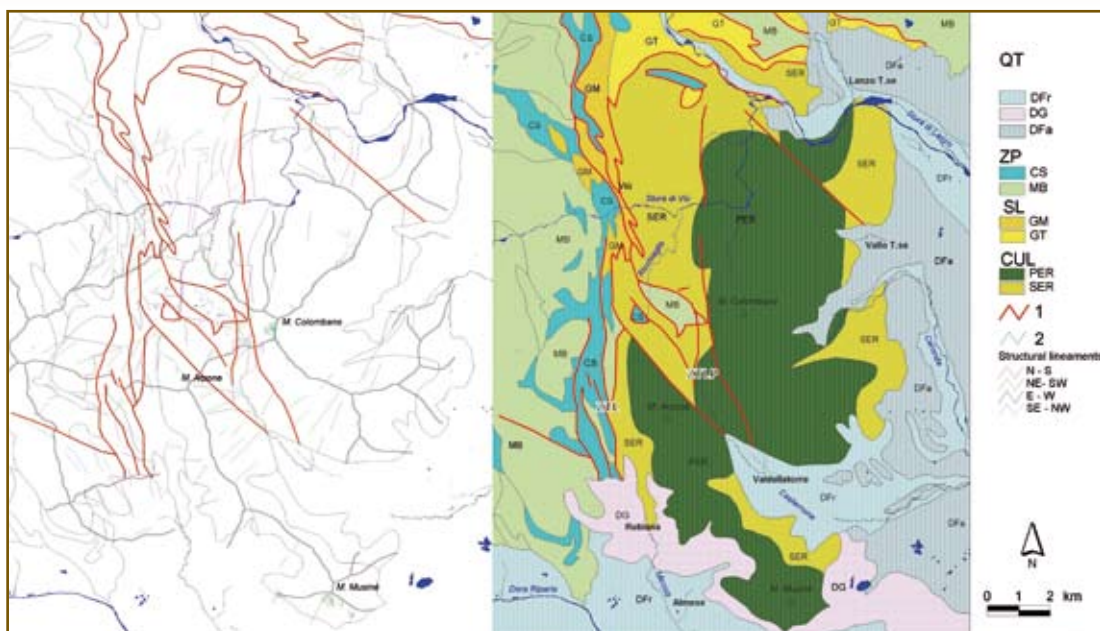


FIG. 4.2 – Elementi strutturali telerilevati attraverso fotointerpretazione e relazioni con il substrato (carta geologica derivata da Debelmas et al., 1980, modificato). QT: Quaternario (Dfa - depositi fluviali antichi, DG - depositi glaciali, DFr - depositi fluviali recenti); ZP: Zona Piemontese dei Calcescisti a Pietre Verdi Auct. (CS - calcescisti, MB - metabasiti indifferenziate); SL: Sesia-Lanzo (GM - gneiss minuti, GT - gneiss di transizione); CUL: Complesso Ultrabascico di Lanzo (PER - peridotiti, SER - serpentiniti); 1: principali contatti tettonici (ZTL: Zona di taglio del Col del Lis; ZTLP: Zona di taglio del Colle Lunella - Colle Portia); 2: spartiacque principali nell'area di studio.

qualitativo delle caratteristiche di instabilità degli ammassi rocciosi. Tale informazione si riferisce principalmente al grado di apertura dei giunti presenti negli ammassi rocciosi e definisce, indirettamente, la loro capacità di produzione potenziale di materiale detritico.

4.2.1 ANALISI STRUTTURALE E DEGLI STILI DI FRATTURAZIONE

Analisi a grande scala e analisi morfostrutturale

In una prima fase, l'analisi strutturale degli ammassi rocciosi è stata condotta alla macro-scala, rilevando le principali discontinuità ad elevata inclinazione attraverso tecniche foto-interpretative. A tal scopo sono state analizzate le foto aeree a colori del volo Regione Piemonte Alluvione 2000 (2000÷2001) in dotazione ad Arpa Piemonte. La digitalizzazione dei dati è stata effettuata sulle ortofotografie georeferenziate del volo IT2000 e IT2007 ad una scala nominale di lavoro 1:2000, utilizzando il software GIS Arcview vs 3.3 della ESRI.

Il metodo adottato ha consentito di evidenziare i principali lineamenti strutturali (faglie, fratture, giunti) caratterizzanti il substrato, con maggiore dettaglio lungo le aree di cresta e, in modo specifico, lungo la cresta spartiacque del M. Musinè e del M. Colombano (**FIG. 4.2** e **FIG. 4.3**). Dal punto di vista areale, le strutture rilevate presentano una distribuzione eterogenea. Il settore

orientale del CUL presenta una minore densità di lineamenti strutturali rispetto agli altri settori; il settore centro-settentrionale presenta, invece, la maggiore densità dell'intera area indagata.

Al termine del rilievo sono stati distinti 4 sistemi principali di lineamenti strutturali (fratture e giunti) con direzione N-S, E-W, NW-SE e NE-SW, di seguito descritti in ordine decrescente di pervasività.

- Sistema NE-SW. Esso comprende fratture e giunti con direzioni comprese tra N19 e N67, con lunghezza media di 220 m (valore minimo di 12 m e massimo di 2820 m circa). Tali lineamenti strutturali sono sviluppati prevalentemente nel settore centro-occidentale dell'area indagata ed interessano tutte le unità presenti (CUL, Sesia-Lanzo e Zona Piemontese). Nei settori di cresta del CUL presentano una persistenza mediamente minore (circa 85 m) ed una spaziatura da metrica a decametrica. I lineamenti con persistenza maggiore (valore medio di circa 860 m) sono localizzati sui versanti circostanti Val della Torre, nell'alto bacino del R. Ricchiaglio ed in bassa Valle Stura di Lanzo.
- Sistema N-S. Esso comprende fratture e giunti con direzioni comprese tra N0 e N18 e tra N157 e N180. Tale sistema è rappresentato da lineamenti di lunghezza media pari a 367 m (min. 13 e max. 3551 m). Sono sviluppati prevalentemente nel settore a nord dello spartiacque principale dove interessano principalmente le serpentiniti e le peridotiti serpentinate del CUL e, secondariamente, le peridotiti. Lungo le creste spartiacque, i lineamenti strutturali presentano la persistenza minore (valore medio di circa 125 m) dell'area indagata mentre nel settore adiacente la Zona di Taglio del Colle del Lis (ZTL) la persistenza assume valori sensibilmente maggiori (media pari a 542 m), con valori crescenti da sud a nord.
- Sistema NW-SE. Esso comprende fratture e giunti con direzioni comprese tra N123 e N158, di lunghezza media di 287 m (min. 18 m e max. 1963 m). Sono sviluppati prevalentemente nei bacini del T.

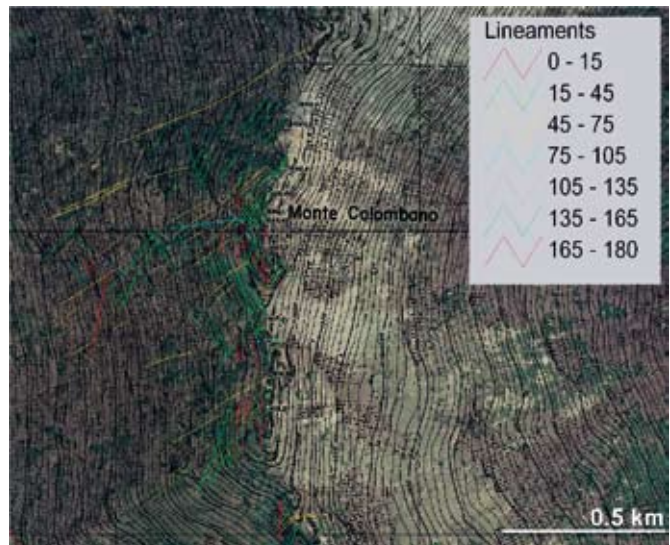


FIG. 4.3 – Dettaglio dello spartiacque in corrispondenza del M. Colombano in cui si evidenzia una elevata densità di lineamenti distinti in classi di azimuth in gradi rispetto al nord geografico (ortofoto IT2007 e CTP Provincia di Torino alla scala 1:5000)

Messa e del R. Ricchiaglio e nel settore di Viù ed interessano tutte le unità presenti (CUL, Sesia-Lanzo e Zona Piemontese). Nel settore di cresta tra il M. Colombano ed il Roc Neir presentano una persistenza ridotta (circa 64 m) che aumenta verso ovest.

- **Sistema E-W.** Esso comprende fratture e giunti con direzioni comprese tra N68 e N122, di lunghezza media di 407 m (min. 18,5 m e max. 1889 m). I lineamenti appartenenti a questo sistema sono sviluppati prevalentemente nei versanti dei bacini del Messa e del Ricchiaglio, immediatamente ad est e ad ovest della Zona di Taglio del Colle del Lis. Interessano principalmente le serpentiniti e le peridotiti serpentinizate del CUL e le metabasiti ed i calcescisti della Zona Piemontese. Sul versante nord-occidentale del M. Colombano, tali strutture presentano la minima persistenza media (87 m circa) dell'area indagata, persistenza che aumenta sia verso ovest che verso sud.

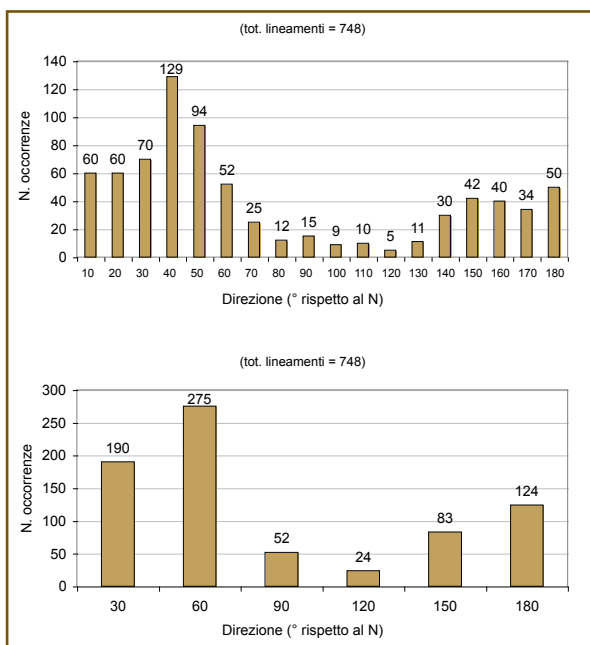


FIG. 4.4
Istogrammi di frequenza della distribuzione dei lineamenti suddivisi per classi di direzione.

gli elementi con direzione circa N-S (N0°-N30° e N160°-N180°) rappresentano circa il 42% (pari a 314 elementi) dell'intera popolazione di dati rilevati.

Analisi alla meso-scala

Al fine di verificare l'assetto macro-strutturale e di definire, almeno localmente, un quadro di maggiore dettaglio degli ammassi rocciosi, è stato effettuato un rilevamento strutturale di dettaglio di tipo geomeccanico, secondo le direttive delle norme **ISRM (1978)**, su alcuni affioramenti ritenuti significativi.

Si è posta particolare attenzione alla definizione del tipo di fratturazione dell'ammasso roccioso (da massivo a frantumato), delle caratteristiche degli

In **TAB 4.1** e nei grafici di **FIG 4.4** sono sintetizzati i risultati dell'analisi macro-strutturale. Dalla **TAB 4.1** si evidenzia che le persistenze associate alle diverse famiglie di discontinuità, distinte in base alla direzione (strike o azimuth), hanno una variabilità piuttosto marcata. I valori minimi di persistenza oscillano tra 12,2 m (N30°-39°) ed 83,8 (N110°-119°), i massimi tra 352,9 m (N80°-89°) e 3551,6 m (N0°-9°) mentre i valori medi si attestano tra 122,6 m (N80°-89°) e 842,3 m (N110°-119°). Nella **FIG 4.4** sono riportati i grafici della frequenza delle discontinuità distinte in base a due diversi raggruppamenti di classi di angolo di direzione. Da tali grafici si evidenzia che il maggior numero di elementi strutturali rilevati hanno una direzione di circa N40° (129 elementi) ma

CLASSE [°]	FREQUENZA [N]	L _{MEDIA} [m]	L _{MAX} [m]	L _{MIN} [m]
10	60	499,2	3551,6	19,4
20	60	389,3	2201,8	26,7
30	70	206,3	1489,5	12,2
40	129	175,7	2203,7	15,6
50	94	210,7	1770,4	15,4
60	52	274,8	1136	18,1
70	25	365,8	2820,2	28,2
80	12	122,6	352,9	26,9
90	15	216,2	1308,2	18,5
100	9	603,5	1016,1	47,6
110	10	842,3	1889,4	83,8
120	5	305,4	799,4	42,4
130	11	400,6	1086,5	26,4
140	30	197,6	1400,9	27,5
150	42	330,9	1537,9	18,1
160	40	360,6	1962,9	20,2
170	34	215	1331	22,2
180	50	261,4	1521,5	13,1

TAB. 4.1 – Frequenza dei lineamenti suddivisi per classi di strike (ogni 10°) con indicazione della persistenza media (L_{media}), massima (L_{max}) e minima (L_{min}). In rosso sono evidenziati i valori massimi ed in blu i valori minimi.

Sono state individuate complessivamente 18 famiglie principali di giunti, in parte caratteristiche delle serpentiniti/serpentinoscisti, in parte delle peridotiti. Oltre la metà delle famiglie classificate sono presenti in entrambi i gruppi litologici (TAB. 4.2). In FIG. 4.5 sono riportati i diagrammi di Schmidt relativi alle giaciture dei piani misurati. Dai diagrammi si evidenzia come le famiglie di giunti K1, K5 e K8 siano sistemi coniugati rispettivamente con le famiglie K11, K15 e K17.

Le famiglie di giunti individuate sono caratterizzate da spaziature variabili da molto fitta (< 6 cm) a molto ampia (> 2 m). La classe di spaziatura più rap-

elementi strutturali rilevati (giacitura, spaziatura, persistenza, scabrezza, apertura, eventuale materiale di riempimento) e della morfologia e volumetria dei singoli elementi lapidei delimitati dai giunti rilevati.

Gli affioramenti osservati, (costituiti principalmente da peridotiti e circostanti serpentiniti e serpentinoscisti), presentano gradi elevati di fratturazione. Infatti, oltre il 63% degli affioramenti è stato classificato come frantumato (tutti compresi nelle peridotiti del CUL) mentre solo il 13,6% è stato classificato come massivo. Decisamente subordinati gli altri tipi di fratturazione: bloccoso (9,1%), irregolare (9,1%) e tabulare (4,5%).

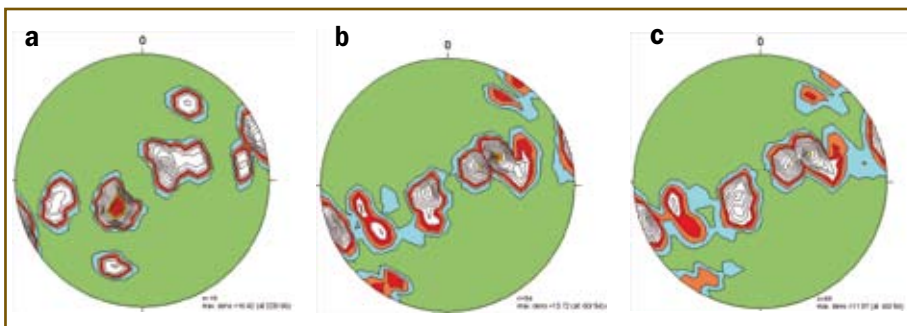


FIG. 4.5 – Diagrammi equiareali (emisfero inferiore) dei poli dei piani di alcune famiglie e sotto-famiglie di fratture (settore della bassa Valle di Viù). a) Diagramma dei dati misurati su peridotiti, b) diagramma dei dati relativi agli affioramenti di serpentiniti, c) diagramma dei dati misurati sia su serpentiniti/serpentinoscisti, sia su peridotiti.

ANALISI DELLA FRATTURAZIONE E DELL'ALTERAZIONE

SET	DIP_DIRECTION	DIP	SPAZIATURA	PERSISTENZA	SCABREZZA	APERTURA	MATERIALE	COND_IDRAULICHE	LITOLOGIA
K1	25	35	ampia (60cm-2m)	media (3m-10m)	rugosa - a gradini	aperta (<2.5mm)	n.d.	asciutto	S/P
K2	60	50	moderata (20cm-60cm)	media (3m-10m)	rugosa - a gradini	aperta (<2.5mm)	incoerente	asciutto	S
K3	80	34	moderata (20cm-60cm)	media (3m-10m)	rugosa - ondulata	aperta (<2.5mm)	n.d.	asciutto	S
K4	82	65	fitta (6cm-20cm)	bassa (1m-3m)	liscia - a gradini	aperta (<2.5mm)	n.d.	asciutto	S/P
K5	95	68	molto ampia (>2m)	media (3m-10m)	liscia - a gradini	molto aperta (2.5mm-1cm)	incoerente	asciutto	P
K6	110	30	moderata (20cm-60cm)	media (3m-10m)	rugosa - a gradini	aperta (<2.5mm)	incoerente	umido	S/P
K7	140	65	moderata (20cm-60cm)	media (3m-10m)	rugosa - ondulata	aperta (<2.5mm)	incoerente	umido	S
K8	155	60	ampia (60cm-2m)	media (3m-10m)	liscia - a gradini	molto aperta (2.5mm-1cm)	incoerente	asciutto	S/P
K9	165	85	moderata (20cm-60cm)	media (3m-10m)	rugosa - a gradini	aperta (<2.5mm)	n.d.	asciutto	S/P
K10	190	80	molto fitta (<6cm)	alta (10m-20m)	liscia - ondulata	aperta (<2.5mm)	incoerente	umido	S
K11	200	40	ampia (60cm-2m)	bassa (1m-3m)	liscia - a gradini	aperta (<2.5mm)	incoerente	asciutto	S/P
K12	215	60	moderata (20cm-60cm)	bassa (1m-3m)	rugosa - a gradini	aperta (<2.5mm)	incoerente	asciutto	S/P
K13	220	35	fitta (6cm-20cm)	media (3m-10m)	rugosa - ondulata	aperta (<2.5mm)	incoerente	asciutto	S/P
K14	240	80	moderata (20cm-60cm)	media (3m-10m)	liscia - a gradini	aperta (<2.5mm)	incoerente	asciutto	S/P
K15	270	70	ampia (60cm-2m)	alta (10m-20m)	rugosa - a gradini	aperta (<2.5mm)	incoerente	asciutto	S/P
K16	285	45	fitta (6cm-20cm)	bassa (1m-3m)	liscia - a gradini	aperta (<2.5mm)	incoerente	asciutto	S/P
K17	330	50	moderata (20cm-60cm)	bassa (1m-3m)	rugosa - a gradini	aperta (<2.5mm)	incoerente	umido	S/P
K18	340	25	moderata (20cm-60cm)	bassa (1m-3m)	liscia - a gradini	aperta (<2.5mm)	incoerente	asciutto	P

TAB. 4.2 – Famiglie (set) di discontinuità misurate su affioramenti di serpentiniti (S), di peridotiti (P) o su entrambi (S/P). Per ogni set sono indicate le caratteristiche medie rilevate.

presentata nelle serpentiniti/serpentinoscisti è quella moderata, compresa tra 0,2 e 0,6 m, mentre nelle peridotiti prevale la classe ampia, compresa tra 0,6 e 2 m. La persistenza osservata, legata inevitabilmente alle dimensioni dell'affioramento e dal punto di osservazione, varia da 1 m a 20 m; la classe decisamente più rappresentata è quella della persistenza media, compresa tra 3 e 10 m. La rugosità delle superfici è assai variabile ma la tipologia più osservata è quella delle superfici definite “rugose, a gradini”. L'apertura dei giunti presenta invece una certa omogeneità essendo quasi esclusivamente compresa nelle classi da aperta (< 2,5 mm) a molto aperta (2,5÷10 mm), sia nelle serpentini/serpentinoscisti che nelle peridotiti. In generale, tali fratture sono riempite, totalmente o in gran parte, da materiale fine incoerente (prevalentemente nelle peridotiti). Il

rilievo speditivo delle famiglie di giunti ha evidenziato una certa variabilità delle misure, legata molto probabilmente all'elevato grado di fratturazione della roccia.

Nell'ambito delle analisi strutturali di dettaglio è stato utilizzato inoltre l'applicativo MatterCliff vs 1.0 (www.crealp.ch)².

Le elaborazioni hanno confermato quantitativamente le stime delle misure di spaziatura e persistenza effettuate sul terreno (FIG. 4.6). I volumi calcolati con Mattercliff, quando possibile, sono stati confrontati con i volumi dei blocchi presenti a ridosso degli affioramenti analizzati. Da tali confronti è risultato che in alcuni casi i volumi calcolati corrispondono al volume prevalente dei blocchi osservati (cfr. § 3.3.1). Nella maggior parte dei casi, tuttavia, ciò non è verificato ed il volume medio dei blocchi osservati è nettamente superiore al volume calcolato. Ciò può essere imputato alla difficoltà di misurare tutti i giunti presenti in affioramento e ad una difficoltà del programma di considerare correttamente l'intersezione di più di tre set di giunti contemporaneamente. Un altro problema potrebbe essere legato alla difficoltà di misurazione dei blocchi che costituiscono le coltri detritiche o al fatto che nella maggior parte dei casi le coltri presentano un grado di selezionamento inverso in sezione verticale (cfr. § 3.3.1).



FIG. 4.6
Esempio di elaborazione con il programma Mattercliff per la valutazione quantitativa di spaziatura e persistenza delle discontinuità e della volumetria dei blocchi.

Stili di fratturazione

Gli affioramenti rocciosi del CUL sono caratterizzati da differenti stili di fratturazione. Infatti, la combinazione di diverse spaziature, persistenze e geometrie delle discontinuità conduce a differenti configurazioni della fratturazione, qui definito stile. Durante i rilievi di terreno è stato possibile osservare e classificare almeno 3 tipologie nettamente distinte:

² MatterCliff (sviluppato e distribuito gratuitamente dal CREALP di Sion, CH - Centre de recherche sur l'environnement alpin) è uno strumento interattivo e semplice da usare per la caratterizzazione di discontinuità e l'analisi di stabilità dei pendii rocciosi. Questo software è costituito da cinque moduli principali che implementano vari metodi geotecnici, statistici e probabilistici; in particolare è composto da:

1. uno studio statistico della distribuzione spaziale delle famiglie di discontinuità utilizzando istogrammi di spaziatura ed analisi variografiche;
2. una digitalizzazione semi-automatica di discontinuità da immagini di affioramenti o schemi strutturali;
3. una analisi di modelli probabilistici semplici;
4. una pre-analisi dei dati di orientamento: conversioni angolari, calcoli di coordinate, intersezione di piani;
5. un calcolo del volume generato da 2 o 3 famiglie di discontinuità.

Attraverso le analisi effettuate con questo strumento digitale è possibile ottenere dati quantitativi su spaziature dei giunti osservabili su una superficie in affioramento, valutare la distribuzione volumetrica dei giunti ed il volume dei blocchi generati dalla intersezione di due o più famiglie di giunti. L'acquisizione ed elaborazione dati avviene attraverso una procedura semplice e veloce. Selezionato e fotografato in modo opportuno l'affioramento da analizzare, si disegnano con un programma di grafica digitale i giunti che caratterizzano l'ammasso roccioso, distinti in famiglie di giunti. L'immagine digitale con le tracce dei giunti elaborata nella fase precedente viene caricata all'interno del software MatterCliff per le successive elaborazioni. Tracciando una finestra di lavoro o la classica scan-line del rilevamento geostrutturale, il programma è in grado di calcolare la distribuzione statistica e volumetrica dei giunti.

- stile di fratturazione regolare. È caratterizzato da famiglie di discontinuità con spaziatura e persistenza omogenea e da geometrie delle superfici dei giunti da planari a debolmente ondulate. La rugosità delle superfici è variabile a seconda del tipo di roccia e del grado di alterazione. I blocchi che si originano da questi tipi di affioramenti sono in genere di tipo prismatico, con elevata sfericità, di dimensioni variabili e con grado di arrotondamento da medio a basso (**FIG. 4.7a**);
- stile di fratturazione irregolare. È caratterizzato da discontinuità con spaziatura e persistenza variabile che talora possono essere raggruppate in famiglie ma più frequentemente la variabilità è così elevata da impedire clusterizzazioni. Le geometrie delle superfici dei giunti sono prevalentemente planari ma si riscontrano occasionalmente anche superfici ondulate o irregolari. La rugosità delle superfici è variabile a seconda del tipo di roccia e del grado di alterazione. Gli elementi lapidei che si originano da questi tipi di affioramenti sono in genere di tipo prismatico o tabulare, con sfericità variabile e dimensioni variabili e con grado di arrotondamento da medio a basso (**FIG. 4.7b**);
- stile di fratturazione complesso. È contraddistinto da discontinuità con spaziatura e persistenza variabili che impediscono il raggruppamento in famiglie. Le geometrie delle superfici dei giunti sono prevalentemente irregolari, con una ondulosità piuttosto marcata. La rugosità delle superfici è variabile a seconda del tipo di roccia e del grado di alterazione ma prevalgono superfici con asperità da millimetriche a centimetriche. Gli elementi lapidei che si originano da questi tipi di affioramenti sono in genere di tipo prismatico o irregolare, con sfericità da alta a variabile. Le dimensioni sono in genere comprese tra alcuni dm ed 1,5 m. Il grado di arrotondamento è generalmente da medio ad elevato. In questo tipo di fratturazione rientra la cosiddetta “fratturazione a crosta di pane” (Capello, 1963) che si riscontra nelle lherzoliti granulari o foliate (**FIG. 4.7c**).

La definizione dello stile di fratturazione è stata condotta osservando esclusivamente gli affioramenti in sezione verticale. Le caratteristiche degli affioramenti del CUL, infatti, non consentono pressoché mai di osservare le caratteristiche della fratturazione in pianta a causa della copertura detritico-eluvio-colluviale che ne maschera l'evidenza.

Lo stile di fratturazione regolare è il meno diffuso negli affioramenti rocciosi del CUL. Esso contraddistingue alcuni affioramenti di peridotiti e di serpentinoscisti, di dimensioni, in genere, assai limitate. Lo stile irregolare è decisamente il più diffuso ed è tipico delle peridotiti serpentizzate e delle serpentiniti. Questi due stili sono caratterizzati prevalentemente da intersezioni delle fratture di tipo ad X ed a T; in minor misura sono state rilevate anche intersezioni ad A (sensu Pollard & Aydin, 1988).

Lo stile complesso è anch'esso molto diffuso ed è distinto in due sottogruppi principali: il primo caratterizza le peridotiti granulari e laminate, il secondo caratterizza i serpentinoscisti e le zone di taglio in generale. Nel primo

sottogruppo si ha una fratturazione tipo quella rappresentata in **FIG. 4.7c** che in molti casi è associata ad altri stili nell'ambito dello stesso affioramento. Nel secondo sottogruppo rientrano le zone di taglio caratterizzate da discontinuità (fratture, faglie ed altre strutture) dai rapporti geometrici, in alcuni casi, assai complessi (es. **FIG. 2.9**). Il detrito che ha origine da quest'ultimo tipo di fratturazione è in genere di piccole dimensioni (circa 10÷15 cm max), di forma romboidale o tabulare, con grado di arrotondamento molto basso.

4.2.2 ANALISI DELLE CARATTERISTICHE GEOMECCANICHE

Dal punto di vista geomeccanico, le peridotiti sono rocce massicce con un range di resistenza a compressione monoassiale (σ_{ci}) variabile, per le rocce intatte, da alcune decine di MPa ad oltre 150 MPa, soglia oltre la quale tali rocce assumono un comportamento di tipo fragile (Marinos et al., 2005). Alcuni test di laboratorio effettuati su campioni di peridotiti, più o meno serpentinizzate, hanno fornito come valori medi di σ_{ci} circa 90 MPa. Test effettuati in sito di scavo su ammassi rocciosi localmente tettonizzati hanno riportato valori variabili la cui media si attesta intorno ai 50 MPa (Koumantakis, 1982).

Nel presente lavoro, l'attenzione è stata posta alla definizione di caratteristiche geomeccaniche medie degli ammassi rocciosi. Al fine di pervenire ad una loro classificazione da un punto di vista geomeccanico, utilizzando un approccio speditivo quanto rigoroso, si è optato per il metodo del *Geological Strength Index* (GSI)³ introdotto da Hoek

³ In sintesi, la caratterizzazione dell'ammasso roccioso viene espressa tramite un indice numerico, il GSI appunto, assegnato considerando lo stato di fratturazione e/o di deformazione e le condizioni di alterazione delle superfici caratterizzanti gli ammassi rocciosi. Questo sistema di classificazione è normalmente utilizzato insieme al criterio di rottura di Hoek-Brown per la stima dei parametri geotecnici degli ammassi rocciosi. Applicando il criterio di Hoek-Brown agli ammassi rocciosi "isotropi", sono richiesti tre parametri per la stima delle proprietà di resistenza e di deformazione. Tali parametri, sono:

1. la resistenza a compressione monoassiale σ_{ci} della roccia intatta che costituisce l'ammasso roccioso analizzato;
2. una costante m_i che definisce le caratteristiche frizionali dei minerali componenti la roccia;
3. il GSI che esprime le relazioni tra i parametri della roccia intatta e quelle dell'intero ammasso roccioso.

Ai fini del presente studio, è stato deciso di classificare gli ammassi rocciosi utilizzando unicamente il GSI. Per la sua valutazione si è fatto particolare riferimento allo studio di Marinos & Hoek (2000) e di Marinos et al. (2005) in cui il metodo del GSI viene specificamente applicato alle ofioliti in diversi contesti geologici. La caratterizzazione dell'ammasso roccioso viene operata comparando l'affioramento che si sta osservando sul terreno con le immagini di riferimento riportate in Marinos et al. (2005).

L'analisi del *Geological Strength Index*, per quanto gravata da un certo grado di soggettività del rilevatore, è un sistema alquanto pratico per la valutazione quantitativa degli ammassi rocciosi, soprattutto abbinata alla valutazione del grado di allentamento.

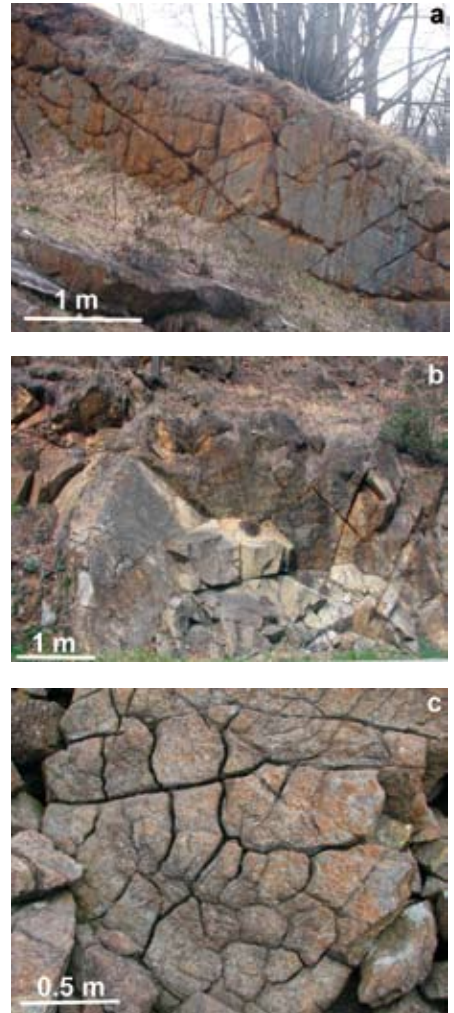


FIG. 4.7
Esempi di stili di fratturazione di ammassi rocciosi in peridotiti granulari (a, c) e in peridotiti serpentinizzate (b). a) Stile di fratturazione regolare, b) Stile di fratturazione irregolare, c) Stile di fratturazione complesso (dettagli nel testo).



FIG. 4.8 – Valutazione del GSI (Marinos et al., 2005) nell'area di studio. 1) Cluster di dati relativi ad ammassi rocciosi "blocky" con discontinuità caratterizzate da buone qualità geomeccaniche; 2) cluster di dati relativi ad ammassi rocciosi da "blocky" a "disturbed" con discontinuità caratterizzate da caratteristiche geomeccaniche da buone a deboli; 3) cluster di dati relativi ad ammassi rocciosi da "disturbed" a "laminated" con discontinuità caratterizzate da caratteristiche geomeccaniche da deboli a pessime; 4) cluster di dati relativi ad ammassi rocciosi da "disintegrated" a "laminated" con discontinuità caratterizzate da caratteristiche geomeccaniche da deboli a pessime.

& Brown (1988), Hoek (1994) e Hoek et al. (1995). Il GSI fornisce un sistema per stimare la riduzione della resistenza dell'ammasso roccioso in differenti condizioni geologiche identificate attraverso osservazioni di terreno. Tale sistema, nato principalmente per definire le caratteristiche di scavo e di stabilità degli ammassi rocciosi, è stato utilizzato recentemente per definire dimensioni e grado di produzione dei detriti in bacini montani (Tiranti, 2008).

L'analisi del GSI (in accordo con la classificazione di Marinos et al., 2005) ha permesso di classificare gli ammassi rocciosi in termini numerici ai fini di una trattazione statistica dei dati geomeccanici. I risultati di tali elaborazioni (FIG. 4.8) hanno evidenziato che solo il 5% circa degli affioramenti rocciosi ha un valore di GSI compreso tra 60 e 80 (*intact or massive structure with good to fair surface quality*); oltre il 70% degli ammassi rocciosi ha valori di GSI compresi tra 30 e 60 (*blocky to very blocky/disturbed structure with good to poor surface quality*); circa il 10% degli ammassi rocciosi classificati ha valori di GSI = 20 e circa il 5% valori di GSI < 20 (*disintegrated to laminated/sheared structure with poor to very poor surface quality*).

4.2.3 GRADO DI ALLENTAMENTO

Il grado di allentamento degli ammassi rocciosi è definito in base all'apertura delle fratture e delle discontinuità delle rocce. In genere, l'apertura dei giunti è legata a più processi che possono agire contemporaneamente o, più frequentemente, in modo diacrono. Tra i processi principali in grado di causare un aumento dell'apertura delle fratture in ambito montano vi è l'azione della forza di gravità, che porta ad una progressiva instabilità degli ammassi rocciosi lungo i versanti, e l'azione criogenica, causata dall'espansione del ghiaccio all'interno delle fratture.

L'analisi del grado di allentamento del substrato roccioso è stato qui utilizzato principalmente ai fini di ottenere una classificazione degli ammassi rocciosi in relazione alla produzione di detrito.

La definizione del grado di allentamento non è stata ancora codificata a livello scientifico. Nel presente lavoro sono stati utilizzati i seguenti criteri classificativi:

- 1) ammasso roccioso fratturato, quando le fratture sono prevalentemente chiuse o presentano aperture fino a 3 cm (FIG. 4.9a);
- 2) ammasso roccioso allentato, quando le fratture presentano prevalen-



FIG. 4.9
 Esempi dei diversi gradi di allentamento di ammassi rocciosi del CUL:
 a) fratturato,
 b) allentato,
 c) molto allentato,
 d) disarticolato (la linea tratteggiata separa il substrato, nella parte superiore, dall'accumulo detritico, nella parte inferiore).
 Dettagli nel testo.

temente aperture variabili da 3 a 10 cm (**FIG. 4.9b**);

- 3) ammasso roccioso molto allentato, quando le fratture presentano prevalentemente aperture maggiori di 10 cm ma la compagine rocciosa è sostanzialmente integra (**FIG. 4.9c**);
- 4) ammasso roccioso disarticolato, quando non è più possibile ricostruire l'assetto strutturale originale dell'ammasso roccioso ma gli elementi lapidei conservano la loro posizione geometrica reciproca. È lo stadio che precede la formazione dell'accumulo detritico con il quale talvolta coesiste con passaggio sfumato (**FIG. 4.9d**).

Gli ammassi rocciosi appartenenti al CUL presentano generalmente un grado di allentamento decrescente procedendo dal piano campagna verso il basso, lungo una sezione verticale. Tale configurazione è particolarmente evidente lungo i tagli artificiali in cui è possibile osservare talvolta la presenza di un passaggio repentino da un ammasso roccioso con grado di allentamento elevato, in superficie, ad uno con grado basso o molto basso (fratture chiuse), pochi metri più in basso (**FIG. 4.10**).

Nei settori medio-alti dei versanti, dove più frequentemente gli ammassi rocciosi si trovano in continuità con le coltri detritiche, è possibile osservare la transizione da un substrato fratturato, ad uno allentato, fino a disarticolato con passaggio ad accumulo detritico (**FIG. 4.9d**). Negli altri settori di affioramento e subaffioramento del substrato, e in particolare lungo alcune creste spartiacque secondarie, gli ammassi rocciosi non sono in

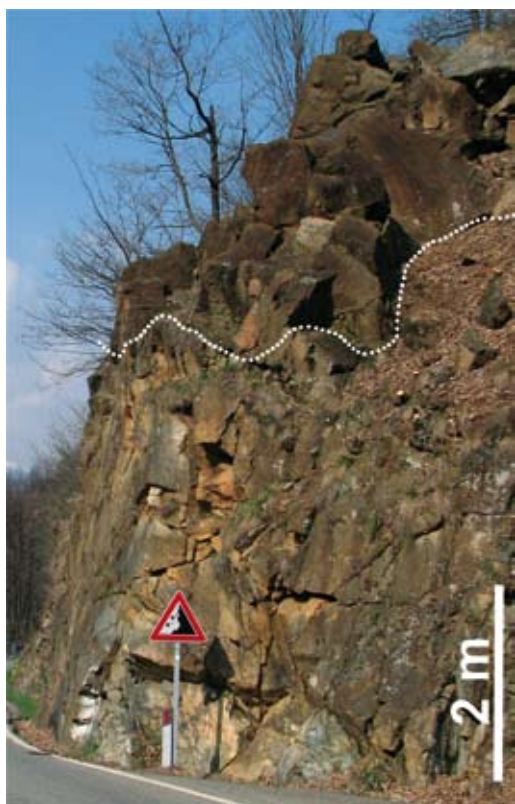


FIG. 4.10 – Sezione verticale artificiale in un ammasso roccioso peridotitico del CUL. La linea tratteggiata separa nettamente un ammasso disarticolato, in alto, da un ammasso fratturato e localmente allentato, in basso.

continuità con le estese coperture detritiche ma frequentemente delimitano gli impluvi nei quali sono ubicati i *block stream*. In questi contesti il substrato presenta un aspetto generalmente allentato, con isolati blocchi che talvolta divengono più numerosi a costituire piccoli accumuli che tendono a mascherare il substrato stesso. In alcuni casi, tali piccoli accumuli si incanalano negli impluvi secondari andando a confluire con le lingue detritiche principali.

4.2.4 RELAZIONI TRA LE CARATTERISTICHE STRUTTURALI DEL SUBSTRATO E LE COPERTURE DETRITICHE

Al termine della fase di classificazione degli ammassi rocciosi è stato possibile ottenere informazioni di carattere quantitativo sulle relazioni tra substrato e coperture detritiche.

In particolare è stato possibile osservare una stretta relazione tra i *block field* e gli ammassi rocciosi con grado di allentamento “disarticolato”. Infatti, il 75% dei corpi detritici di tale tipologia sono in contiguità con ammassi peridotitici disarticolati. Ciò si evidenzia in modo particolare nell’area di affioramento delle peridotiti del CUL. Il 20% circa è invece in relazione con ammassi

rocciosi allentati o molto allentati e il restante 5% circa è in relazione con ammassi rocciosi fratturati. Non sono state, invece, osservate particolari relazioni tra i corpi detritici di tipo *block stream* con il grado di allentamento del substrato.

Oltre l’82% dei *block field* e dei *block stream* analizzati è in rapporto di contiguità con affioramenti del substrato con GSI compreso tra 30 e 60. Il 14% circa di tali coperture detritiche è invece contiguo ad affioramenti con $GSI \leq 20$ ed il restante 4% è contiguo ad affioramenti del substrato con $GSI \geq 70$.

Non sono state osservate relazioni significative tra lo stile di fratturazione e la distribuzione delle coperture detritiche in quanto la maggior parte degli affioramenti presenta stili da irregolare a complesso.

Come evidenziato nel § 3.2.2, non sono state osservate relazioni tra distribuzione delle coperture detritiche e lineamenti tettonici principali. Anzi, lo sviluppo delle coltri detritiche a grossi blocchi sembra precluso dalla presenza delle fasce di deformazione tettonica che attraversano o bordano il CUL, come accade, ad esempio, nel settore compreso tra il Colle Lunella e il Colle Portia.

4.3 ANALISI DELL'ALTERAZIONE

Il CUL è caratterizzato da evidenti ed estesi fenomeni di alterazione chimica. Sui rilievi del Massiccio di Lanzo l'alterazione del substrato è più marcata rispetto ad altri settori delle Alpi Occidentali: ciò è dovuto da un lato all'elevata degradabilità intrinseca delle peridotiti, dall'altro all'assenza di fenomeni di esarazione glaciale che hanno invece diffusamente e ripetutamente operato nei settori più interni della catena alpina (Motta & Motta, 2007; Fioraso & Spagnolo, 2009).

L'alterazione è causata principalmente dall'idrolisi, dall'ossidazione e dalla lisciviazione dei minerali femici (in primo luogo olivina e pirosseni) che costituiscono le peridotiti. L'evoluzione del fenomeno è dominata dal comportamento differenziale dell'olivina, estremamente più suscettibile all'alterazione rispetto ai pirosseni relativamente più resistenti (Goldich, 1938; Hay, 1959). Il processo si sviluppa inizialmente con un'alterazione periferica dei cristalli di olivina e di clinopirosseno, accompagnata dalla formazione di sottili frange di talco; successivamente l'alterazione prosegue con la rapida e completa trasformazione dell'olivina in un feltro di colore giallo-arancio, costituito da un aggregato di argille smectitiche in cui sono disseminati granuli di maghemite (Miè & Natale, 1978). L'alterazione dei pirosseni procede invece più lentamente e risulta quasi sempre incompleta, soprattutto per quanto riguarda l'ortopirosseno (FIG. 4.11).

I fenomeni di degradazione, sin dalle prime fasi, sono accompagnati dalla rapida lisciviazione del Mg, del Ca e del Si, che determina un sensibile decremento del peso e del volume della roccia e un corrispondente aumento dei valori di permeabilità. Talvolta l'argillificazione dell'olivina, che costituisce in media il 40% del volume della peridotite, può comportare la perdita pressoché totale di coesione della roccia, che in alcuni casi si presenta come un ammasso sabbioso-argilloso molto friabile: questo aspetto è chiaramente osservabile in corrispondenza delle numerose cave di magnesite attualmente dismesse, ubicate alla base dei versanti sud-orientali del CUL, in cui gli effetti dell'alterazione sono maggiori (FIG. 4.12).

Tali giacimenti bordano la base del massiccio stesso e sono ubicati in prossimità degli abitati di Caselette, Valdellatorre e Givoletto. Di tali mineralizzazioni magnesitiche si sono occupati diversi Autori e fra gli studi più significativi sull'argomento meritano di essere ricordati quelli di Natale (1972) e Miè & Natale (1978). Tali Autori hanno sviluppato in modo determinante la ricerca chiarendo gli aspetti geologici, mineralogici e geochimici legati ai fenomeni di alterazione che caratterizzano le rocce ultrabasiche nell'area pie-



FIG. 4.11 - Campione di peridotite alterata ricoperta completamente da un feltro argilloso da cui emergono i cristalli inalterati di ortopirosseno (Opx).



FIG. 4.12 – Affioramento di peridotiti completamente alterate (cava di magnesite di Caselette). La roccia ha perso completamente la consistenza litoida evidenziata dall'erosione di tipo calanchivo. Sulla sinistra è possibile osservare un filone gabbrico obliquo in posizione originale.

montese e del CUL in particolare. Tali studi hanno consentito di definire anche un modello genetico ed evolutivo delle mineralizzazioni a magnesite, con riguardo sia alla fase residuale dell'alterazione che ai prodotti di ri-deposizione.

4.3.1 ALTERAZIONE DEL SUBSTRATO PERIDOTITICO

Gli effetti legati ai processi di alterazione che si evidenziano sulle rocce che costituiscono il CUL presentano differenti caratteristiche in funzione del contesto litologico-mineralogico, strutturale-tessiturale e morfologico. Infatti, i processi di alterazione sono

strettamente dipendenti dalla circolazione dei fluidi (acque meteoriche e di falda) che permeano la roccia alterandone i minerali che la compongono a partire dalla superficie esterna. Il fronte di alterazione procede ortogonalmente alla superficie esterna in direzione centripeta.

L'azione dell'acqua sulla superficie della roccia può agire essenzialmente in due modi:

- 1) direttamente sulla superficie in affioramento;
- 2) permeando il substrato ricoperto da sedimenti permeabili di spessore variabile.

Nella prima modalità, l'azione di alterazione chimica è subordinata all'azione di asportazione meccanica. In questo caso, l'acqua atmosferica permea la superficie rocciosa affiorante ed agisce tramite i processi di idrolisi che sono fortemente influenzati dall'umidità dell'aria, dalla esposizione ed inclinazione della superficie, dall'azione biologica (soprattutto muschi e licheni), ecc. L'azione meccanica diretta sulla superficie esercitata dalle gocce di pioggia, dall'erosione delle acque ruscellanti e/o dai cicli di gelo e disgelo, asporta gli elementi a minor resistenza (che non obbligatoriamente sono anche i più alterati) creando delle tipiche rugosità che seguono l'andamento mineralogico-tessiturale-strutturale della roccia.

Nella seconda modalità, invece, i processi di alterazione prevalgono rispetto ai processi di lisciviazione che sono condizionati dagli scambi ionici e dalla permeabilità dell'acquifero. In questi casi le acque di infiltrazione e di falda permeano le rocce per tempi notevolmente più lunghi, necessari per idrolizzare completamente i minerali. La circolazione idrica nel sottosuolo con-

sente l'asportazione chimica e l'allontanamento degli elementi disciolti apportando nuove acque sottosature in grado di alimentare il processo di alterazione. In questi contesti, la roccia subisce un processo di degradazione che porta ad una perdita di volume senza sostanziali modificazioni morfologiche ma che può arrivare, in casi estremi, alla perdita completa della consistenza litoide del substrato. Il grado di alterazione, in questo caso, è fortemente legato dall'assetto morfologico del versante e dalle caratteristiche dei sedimenti che ricoprono il substrato.

Il diverso comportamento dei minerali in risposta ai processi di alterazione si esprime anche nello spiccato carattere morfo-selettivo dei processi di alterazione. Nelle peridotiti del CUL, l'olivina, più sensibile all'alterazione rispetto agli altri minerali femici, viene più velocemente asportata dalla roccia madre. Nella maggior parte dei casi, la superficie degli affioramenti e dei blocchi peridotitici è infatti piuttosto scabra, con micro-rilievi di altezza da millimetrica a centimetrica, costituiti dai cristalli di ortopirosseno inalterati o debolmente alterati, separati da micro-depressioni che ricalcano la morfologia degli originari cristalli di olivina erosi. Ciò si verifica prevalentemente nelle lherzoliti che presentano anisotropie tessiturali e che sono state esposte per un tempo sufficientemente lungo all'azione delle acque circolanti (**FIG. 4.13a**).

Talvolta, in corrispondenza di discontinuità in cui vi è stata una limitata circolazione di acqua, l'alterazione è di intensità inferiore e la superficie dei giunti presenta una rugosità piuttosto limitata. Anche in questo caso il fronte di alterazione procede dalla superficie della frattura in direzione centripeta verso l'interno della roccia, indipendentemente dalla giacitura della frattura. Tale fronte, se la roccia non presenta particolari anisotropie tessiturali e/o mineralogiche, procede ortogonalmente alla superficie della discontinuità. Questa è la tipica situazione che si riscontra nelle peridotiti omogenee, a grana media, che affiorano in contesti morfologici di cresta o di speroni rocciosi lungo i versanti, in cui la circolazione idrica è relativamente limitata (**FIG. 4.13b**).

In base alle considerazioni sopra accennate, sono state definite 4 tipologie principali di effetti legati ai processi di alterazione che si evidenziano nel substrato del CUL:

- 1) substrato con superficie esterna liscia o debolmente rugosa e *cortex* di alterazione da mm a cm;
- 2) substrato con superficie esterna rugosa e *cortex* di alterazione da mm a cm;
- 3) substrato con superficie esterna irregolare, localmente costituita da blocchi sferoidali;
- 4) substrato totalmente alterato, di aspetto terroso, associato a mineralizzazioni di silice amorfa e magnesite.

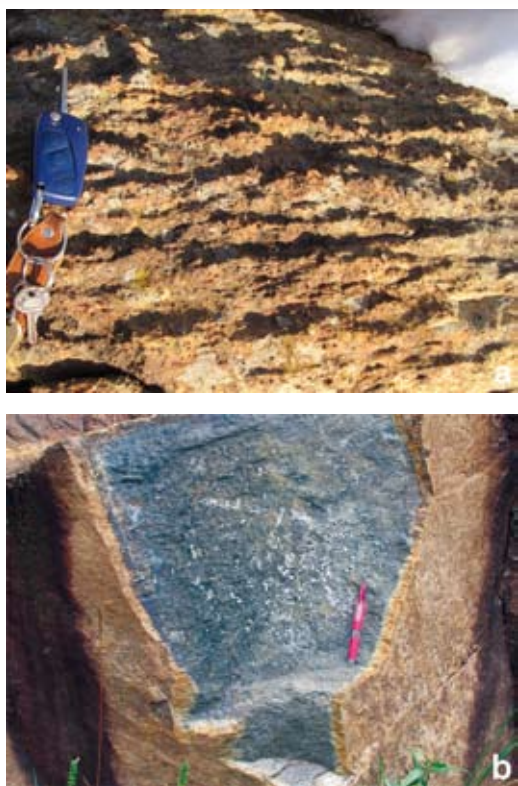


FIG. 4.13 – a) Superficie con micro-rilievi su peridotite laminata; b) cortex cm di alterazione su peridotite isotropa (dettagli nel testo).

La tipologia 1 è decisamente la meno diffusa. Sono stati osservati modesti affioramenti rocciosi (max qualche decina di m²) in cui la superficie esterna presenta una debole rugosità ed un cortex di alterazione di colore giallo-arancio, il cui spessore raggiunge i 2÷3 cm. Tali affioramenti sono ubicati essenzialmente nei settori di cresta spartiacque ed occasionalmente di versante, al di sopra degli 800-1000 m di quota. La roccia è costituita prevalentemente da lherzoliti granulari isotrope a grana media, peridotiti serpentinite e serpentiniti. Le superfici a scabrezza debole o nulla sono in genere associate a discontinuità strutturali che definiscono fratture poco pervasive e ad andamento planare (**FIG. 4.13b**). Non di rado, tale tipologia è associata, nell'ambito dello stesso affioramento, alla tipologia 2, che è decisamente più diffusa.

La tipologia 2 caratterizza oltre il 90% degli affioramenti rocciosi del CUL, indipendentemente dal contesto morfologico ed altimetrico. Infatti, la maggior parte degli affioramenti, costituiti da lherzoliti granulari e laminate, presentano una superficie esterna con rugosità molto marcata. Le peridotiti laminate presentano la caratteristica solcatura legata all'alterazione ed erosione differenziale che ricalca la tessitura della roccia: i livelli ricchi in olivina vengono facilmente erosi e costituiscono delle depressioni allungate, mentre i livelli ricchi in pirosseni e spinelli tendono a costituire dei rilievi. Il dislivello tra i solchi e le creste dei rilievi è variabile da alcuni mm ad alcuni cm (fino ad un massimo di 10÷12 cm). Questi micro-rilievi si riscontrano nella quasi totalità dei blocchi che costituiscono gli accumuli detritici presenti sui versanti del CUL (**FIG. 4.13a**).

Le tipologie 3 e 4, pur non particolarmente diffuse, presentano caratteristiche così peculiari da meritare una descrizione più approfondita. Si tratta di stadi particolarmente avanzati dell'alterazione che ha potuto svilupparsi nei settori medio bassi dei versanti del CUL, al limite con gli alti terrazzi che si ricordano con l'alta pianura torinese.

Le tipologie 3 e 4, pur non particolarmente diffuse, presentano caratteristiche così peculiari da meritare una descrizione più approfondita. Si tratta di stadi particolarmente avanzati dell'alterazione che ha potuto svilupparsi nei settori medio bassi dei versanti del CUL, al limite con gli alti terrazzi che si ricordano con l'alta pianura torinese.

La tipologia 3 (**FIG. 4.14**) è stata analizzata nella parte media dei versanti (inclinazione di circa 25÷30°) nell'area di Givoletto-Costa Crest, ad una quota compresa tra i 600÷700 m (200÷300 m più alti rispetto alla pianura circostante). Lo studio mineralogico condotto ai raggi X da Miè & Natale (1978) della frazione argillosa di alcuni campioni di lherzolite alterata terrosa, di colore grigio-giallastro, provenienti dalla zona di Costa Crest, ha messo in evidenza idrosilicati ascrivibili alla categoria delle smectiti ed in particolare alle montmo-

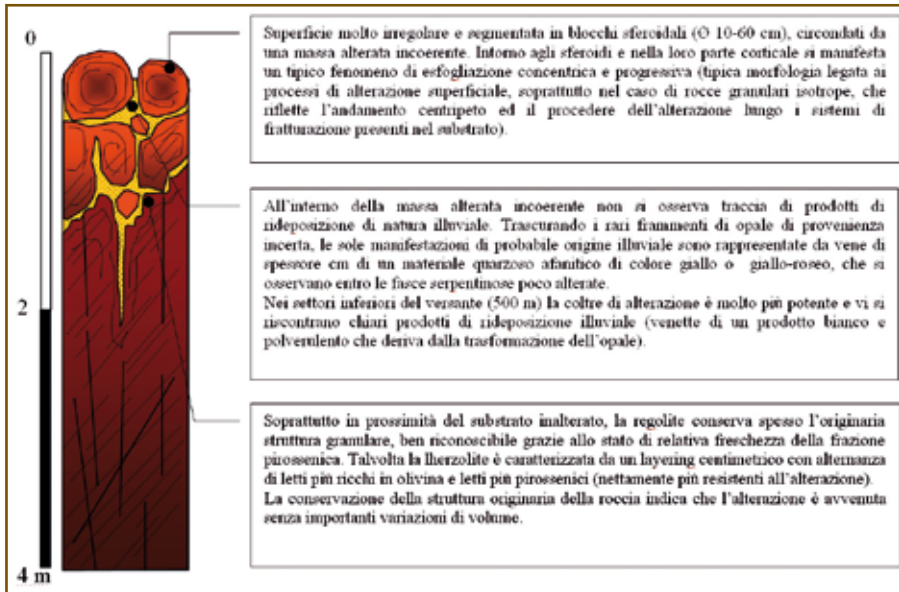


FIG. 4.14
Descrizione degli effetti della tipologia 3 dell'alterazione del substrato roccioso (Miè & Natale, 1978, modificato).

rilloniti ferrifere (interstratificato vermiculite-montmorillonite). In **TAB. 4.3** sono riportati i risultati delle analisi chimiche effettuate da **Miè & Natale (1978)** che forniscono una indicazione delle variazioni percentuali degli elementi coinvolti nei processi di alterazione.

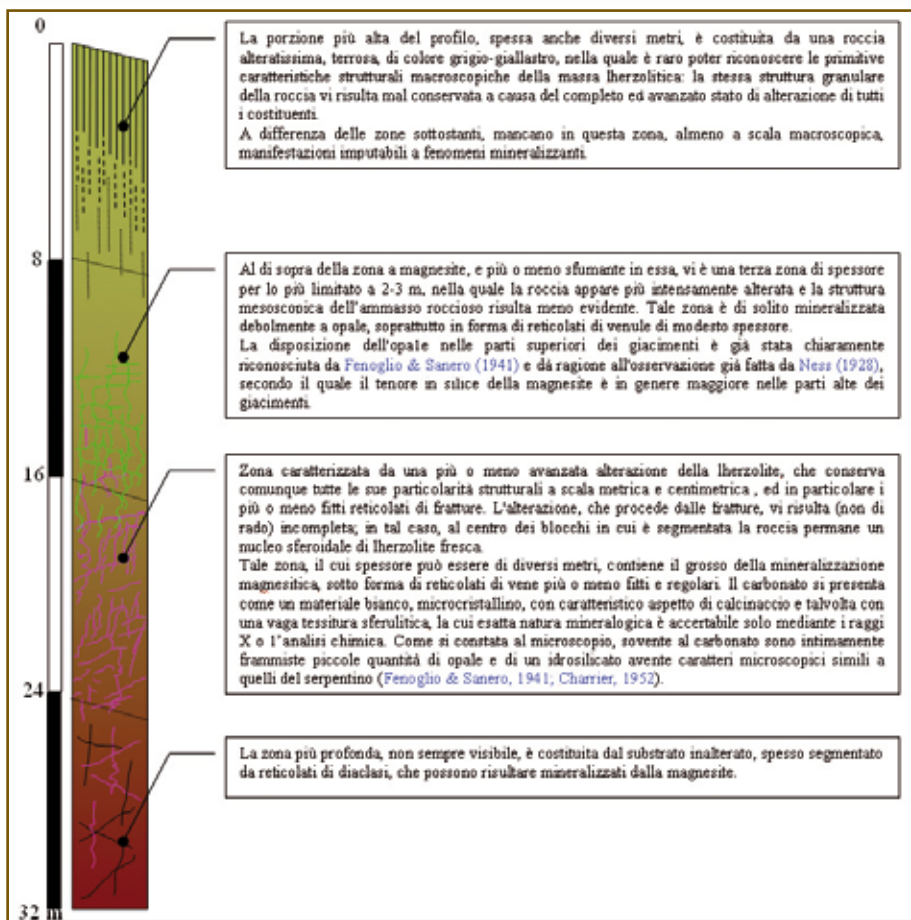
Dal confronto dei dati esposti in **TAB. 4.3**, assumendo in generale come chimismo della roccia di partenza, la composizione media L-m, si constata che nelle rocce alterate alcuni elementi come silice, ferro totale e nichel, mostrano un sensibile arricchimento; mentre altri, come calcio e magnesio, decrescono rapidamente fin dai primi stadi dell'alterazione.

La tipologia 4 è stata analizzata nella parte bassa dei versanti in corrispondenza delle aree mineralizzate a magnesite di Givoletto (tra le quote 420 e 550 m), Val della Torre (tra le quote 580 e 680 m) e Caselette (tra le quote 420 e 500 m). I versanti presentano pendenze medie comprese tra 25 e 30° (nel settore a monte) e tra 15 e 20° (nel settore a valle). Dall'esame di numerose sezioni, **Miè & Natale (1978)** evidenziano una generale struttura stratificata del profilo, nel quale si riconoscono quattro principali zone sovrapposte (**FIG. 4.15**). I limiti fra queste zone, spesso sfumati e irregolari, hanno grosso modo l'andamento di

	L-m	L-28	L-13
SiO ₂	41,41	55,01	48,63
Al ₂ O ₃	3,1	1,96	3,19
Fe ₂ O ₃	3,9	12,72	10,66
FeO	4,45	0,45	0,95
MgO	42,03	20,4	26,13
CaO	2,79	1,5	1,62
Na ₂ O	0,05	tr	tr
K ₂ O	tr	tr	tr
H ₂ O ⁺	1,64	6,8	7,95
TiO ₂	0,1	tr	0,12
Cr ₂ O ₃	0,17	0,33	0,28
MnO	0,13	0,15	0,13
NiO	0,27	0,49	0,4
CO ₂	-	0,28	-
Fe totale come Fe ₂ O ₃	8,84	13,22	11,72

TAB. 4.3
Analisi chimica di due campioni di lherzolite (L-m: media di campioni inalterati; L-28: lherzolite alterata terrosa di Caselette; L-13: lherzolite alterata terrosa di colore grigio giallastro nel settore di Givoletto-Costa Crest/tipologia 3) (valori %) (Miè & Natale, 1978, modificato).

FIG. 4.15
 Descrizione
 degli effetti
 della tipologia 4
 dell'alterazione
 del substrato
 roccioso (Miè &
 Natale, 1978,
 modificato).



superfici a debole pendenza (20° o anche meno), congruenti con l'andamento attuale dei versanti. Quasi sempre però il profilo stratificato ha una pendenza un po' minore rispetto a quella dell'attuale superficie topografica. Esso è cioè intersecato dal versante e ne risulta quindi parzialmente eroso.

Considerata nel suo insieme, la suddetta stratificazione della coltre alterata sembra potersi interpretare come una tipica struttura di un profilo pedologico, costituito dall'alto al basso, da un orizzonte A eluviale, generalmente mutilato della sua porzione corticale, un orizzonte B illuviale, diviso nelle due zone a opale e a magnesite, ed un orizzonte C costituito dalla roccia in corso di alterazione. Sia morfologicamente, sia per quanto riguarda lo stato di alterazione della roccia, questo profilo richiama quello già descritto per l'area di Costa Crest (tipologia 3), se si prescinde dall'entità dello spessore e dalla presenza dei prodotti di ri-deposizione. Come si constata anche a scala macroscopica, l'alterazione ha nei due casi lo stesso andamento, caratterizzato dalla rapida degradazione dell'olivina nell'orizzonte profondo e da una certa persistenza dei pirosseni negli orizzonti più alti. Anche questi minerali possono comunque risultare molto degradati nelle zone superiori più dilavate.

Lo studio microscopico e l'analisi ai raggi X delle lherzoliti alterate condotto da Miè & Natale (1978) nelle aree mineralizzate a magnesite, conferma, analogamente al settore di Costa Crest, la presenza di una limitata talcizzazione marginale dei pirosseni e dell'olivina. Quest'ultima è spesso interessata da una trasformazione antigoritica lungo le fratture. Molto presto la roccia viene comunque pervasa da una serie di estese microfratture, lungo le quali inizia l'argillificazione dell'olivina. I relativi prodotti sono costituiti principalmente da un minerale argilloso riferibile al gruppo delle montmorilloniti ferrifere. Il processo si sviluppa rapidamente fino alla totale scomparsa dell'olivina che è sostituita da una massa argillosa contenente abbondanti granuli di minerali opachi, fortemente magnetici ed indubbiamente legati al processo di argillificazione della roccia, riferibili alla maghemite (γ -Fe₂O₃ cubica). Tutte queste aree mineralizzate a magnesite si sviluppano sui versanti dei rilievi che delimitano la Pianura Padana, a quote che si innalzano di non più di 150-200 m sul livello della pianura stessa. Ciascuna di esse si estende in superficie per diverse centinaia di metri quadri, mentre il loro sviluppo in profondità non è conosciuto, poiché i lavori di coltivazione, svoltisi in gran parte a cielo aperto, si sono per lo più arrestati in piena mineralizzazione, a profondità massime di 50-60 m dagli affioramenti.

La magnesite si presenta come un materiale bianco, microcristallino, terroso e con un caratteristico aspetto di calcinaccio, che impregna le peridotiti sotto forma di reticolati di vene più o meno fitti e regolari (FIG. 4.16). Solo di rado essa forma filoncelli maggiori dello spessore massimo di mezzo metro. Sovente al carbonato sono intimamente frammiste e riconoscibili solo al microscopio, quantità subordinate di opale (cristobalite - β) e di un idrosilicato avente caratteri microscopici simili a quelli del serpentino (Fenoglio & Sanero, 1942; Charrier, 1952).

Da un primo esame della composizione dei prodotti di alterazione (L-28 in TAB. 4.3) confrontata con il chimismo della roccia fresca (L-m) si evidenzia un comportamento analogo a quello già riscontrato per i campioni di Givoletto-Costa Crest. Alcuni componenti come silice, allumina, ferro totale e nichel, mostrano un sensibile incremento, mentre altri come calcio e soprattutto magnesio decrescono fortemente. Secondo Miè & Natale (1978), a differenza della zona di Costa Crest, in questo caso è possibile valutare gli scambi avvenuti nel corso dell'alterazione, poiché almeno per una parte dei campioni analizzati, la trasformazione sembra essersi svolta, grosso modo, a volume costante, come risulta dalla sostanziale conservazione delle caratteristiche strutturali macro e microscopiche della roccia.

Esaminando i valori della densità apparente di alcuni campioni provenienti dai diversi siti, si constata una perdita di sostanza connessa all'alterazione che varia dal 42% (Givoletto) al 57% (Caselette).

FIG. 4.16
Reticolo di vene di magnesite in peridotite alterata (cava di magnesite di Caselette).



4.3.2 ALTERAZIONE DEI DEPOSITI

La fascia pedemontana che contorna il CUL è caratterizzata dalla presenza di depositi eterometrici, da addensati a cementati, interessati da una intensa alterazione (Unità di Almese, cfr. Capitolo 2). In bassa Val di Susa, tali depositi sono interposti tra i depositi glaciali dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana ed il substrato (**FIG. 2.12**).

I depositi dell'Unità di Almese, il cui spessore esposto raggiunge in qualche caso una trentina di metri, mostrano una grossolana ed irregolare stratificazione, con pendenze conformi all'andamento dei versanti, che toccano a volte i 25-30°. I materiali che li costituiscono presentano un'ampia granulometria: accanto a livelli sabbiosi si osservano livelli ghiaiosi e soprattutto ciottolosi, con elementi grossolani del diametro massimo di un metro, frammisti in proporzioni molto variabili a materiale ghiaioso e sabbioso (diamicton).

Anche tali depositi furono oggetto di analisi di dettaglio da parte di **Miè & Natale (1978)** che focalizzarono la loro attenzione sull'alterazione che si manifesta, in modo particolarmente intenso, negli affioramenti localizzati nell'area di Almese. L'area presa in esame da tali Autori si estende lungo il fianco sinistro della parte terminale della Valle di Susa, alle falde della dorsale M. Musiné - M. Curt. Gli Autori evidenziano che, mentre nella morena non sono osservabili fenomeni di alterazione nè tracce di paleosuoli, le sottostanti formazioni fluvio-

torrentizie sono interessate per l'intero spessore da uno stato di alterazione molto spinto che coinvolge anche il substrato, in qualche caso su una potenza esposta di una quindicina di metri (**FIG. 4.17, FIG. 4.18a**).

Essi evidenziano che l'alterazione risulta particolarmente vistosa nei materiali detritici più fini, trasformati in una massa argillosa di colore rosso carico, con tonalità dal rosso mattone al rosso bruno, con chiazze e screziature rosso-aranciate (tonalità comprese tra 5YR e 10R) e a luoghi con laccature nere di ossidi di manganese (**FIG. 4.18b**). All'interno di questa matrice sono stati ritrovati sparsi granuli di serpentinite, megnetite, pirosseno in corso di alterazione e spinelli. L'intesa rubefazione dell'argilla testimonia lo stato di completa ossidazione del ferro che vi si trova, secondo l'interpretazione di tali Autori, sotto forma di ossido anidro. In qualche punto i livelli argillosi di questo tipo contengono inoltre granuli tondeggianti del diametro di qualche millimetro, di colore nero e di aspetto concrezionale, costituiti da un minerale fortemente magnetico (maghemite).



FIG. 4.17

Depositi glaciali inalterati (g) su cui poggiano depositi colluviali (c) provenienti dalle coperture alterate del CUL (versante meridionale del M. Musiné).

Nei materiali più grossolani gli effetti dell'alterazione sono assai evidenti nei blocchi lherzolitici (L in **FIG. 4.18c**), mentre quelli di serpentinite e di gabbro sono di regola inalterati (S in **FIG. 4.18c**). Lo stato di alterazione complessivo e l'aspetto dei singoli orizzonti (alluvionali) dipendono quindi dall'originario rapporto tra la frazione fine, sempre argillificata e rubefatta, e quella grossolana, il cui stato di alterazione può essere più o meno avanzato ed assumere caratteristiche diverse.

Nei blocchi di lherzolite si riconoscono due diversi tipi di alterazione, che sembrano legati a diverse condizioni dell'ambiente in cui l'alterazione stessa si è svolta. L'alterazione più diffusa ed importante, che è responsabile di una completa perdita di coerenza dei blocchi, è sicuramente avvenuta dopo l'accumulo, in seno alla massa alluvionale (Miè & Natale, 1978). La roccia mantiene un colore grigio con tendenza verso il giallastro, conserva l'originaria tessitura, ma perde quasi del tutto la coerenza litoide. L'olivina risulta completamente trasformata in una sostanza argilloide incoerente, di colore giallino, mentre abbastanza ben conservata appare la frazione pirossenica. Poiché il processo ha carattere centripeto, all'interno dei blocchi può rimanere un nucleo relativamente inalterato e coerente. Questa alterazione terrosa interessa di solito anche il substrato dell'Unità di Almese ed in complesso è assai simile all'alterazione della roccia nei profili alterati descritti in precedenza (cfr. § 4.3.1).

4.3.3 GENESI ED ETÀ DEI PROCESSI DI ALTERAZIONE

Come si rileva dalla letteratura che riguarda in generale i giacimenti magnesitici analoghi a quelli qui considerati, le mineralizzazioni di questo tipo vengono per lo più considerate come prodotti dell'alterazione delle rocce ultrabasiche ad opera di acque ricche in CO_2 . Natale (1972) rileva l'esistenza di un notevole disaccordo fra gli studiosi circa il decorso chimico di tale alterazione e circa la natura e la provenienza delle acque che l'hanno prodotta.

Schematicamente le diverse posizioni interpretative si possono ricondurre alle due seguenti:

1. l'alterazione delle ultrabasiti e la conseguente mineralizzazione im-

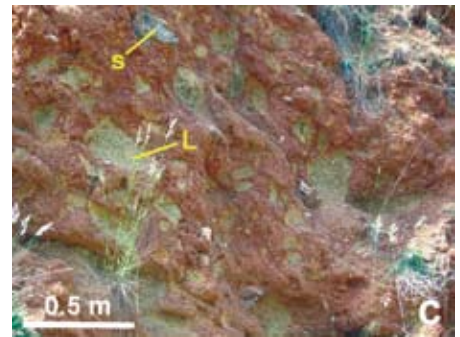
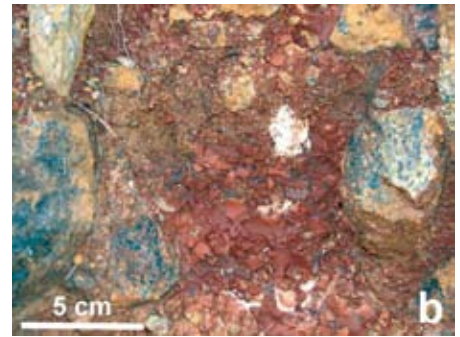
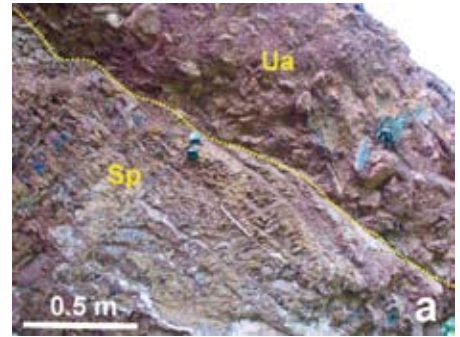


FIG. 4.18 - Depositi dell'Unità di Almese (loc. Miosa). a) Superficie di appoggio basale dei depositi (Ua) sul substrato peridotitico alterato (Sp), b) matrice argillosa rubefatta che ingloba ciottoli di peridotite alterati in superficie, c) depositi fini fortemente alterati di colore rosso inglobanti ciottoli di lherzolite completamente alterati di colore giallastro (L) e ciottoli inalterati di serpentiniti (S).

putabili ad acque calde di provenienza profonda, anche se non necessariamente giovanili, sono legate cioè a processi «*per ascensum*», idrotermali in senso lato;

2. la mineralizzazione è legata a processi di alterazione superficiale dovuti ad acque di origine meteorica, arricchite in CO₂ negli orizzonti superiori dei suoli. In questo ordine di idee, si ammette in genere che tali processi si siano svolti in condizioni paleoclimatiche di tipo caldo-umido, non sempre coincidenti con quelle attuali.

Per quanto riguarda i giacimenti in esame, già alla fine del XIX secolo venne intuito dal **Piolti (1897)** il ruolo avuto nella formazione della magnesite da fattori di natura pedologica. L'ipotesi dell'origine meteorica delle acque mineralizzanti venne poi enunciata chiaramente da **Ness (1928)**.

L'ipotesi di **Ness (1928)** è stata ripresa da **Lensch (1968)**, il quale in uno studio petrografico delle ultrabasiti di Baldissero Canavese (vicino ad Ivrea, 30 km a NE dall'area del CUL), toccando incidentalmente il problema delle magnesiti, ritenne possibile per le stesse, in base a considerazioni di ordine paleogeografico, un'origine legata a processi di alterazione pedogenetica di età terziaria.

Natale (1972) evidenzia che il ritrovamento, in aree non lontane dai giacimenti di magnesite e sugli stessi affioramenti ultrabasici, di un particolare tipo di mineralizzazione prevalentemente dolomitica, è riferibile, in modo sufficientemente chiaro, ad una fenomenologia paleoclimatica di alterazione superficiale delle ultrabasiti.

Secondo **Miè & Natale (1978)** l'estensione dell'alterazione descritta e le sue caratteristiche lasciano pochi dubbi circa la natura paleoclimatica della stessa e la sua parentela con i noti fenomeni di «ferrettizzazione» che interessano i depositi quaternari continentali delle nostre regioni e tipicamente i paleosuoli pre-rissiani *Auct.* Essi attribuiscono l'età minima di tali processi all'«interglaciale Mindel-Riss» senza tuttavia escludere che i fenomeni stessi siano, almeno in parte, anche più antichi.

Sulla base delle analisi chimiche e mineralogiche, tali Autori confermano che i suddetti tipi di alterazione pedogenetica sono legati alle particolari condizioni climatiche di tipo caldo-umido, subtropicale, periodicamente vigenti nelle nostre regioni nel corso del Pleistocene ed in tempi più antichi. Tale ipotesi è confermata dagli studi di **Martinetto (1994)** e **Bertoldi & Martinetto (2001)**, che attribuiscono al Pliocene medio la successione fluvio-lacustre «villafranchiana» conservata lungo il margine orientale del CUL. Secondo questi Autori i caratteri dell'associazione paleofloristica conservata al top della successione «villafranchiana» (caratterizzata in particolare dall'abbondanza di macroresti attribuiti a *Glyptostrobos europaeus*) sarebbero compatibili con un contesto climatico di tipo subtropicale, con valori di temperatura e precipitazioni sensibilmente più elevati rispetto a quelli registrati attualmente. Le condizioni di tipo caldo-umido descritte da **Martinetto (1994)** sono peraltro del tutto confrontabili con

quelle che attualmente caratterizzano la Nuova Caledonia, come già rilevavano Natale (1972) e Miè & Natale (1978), ove sono stati osservati fenomeni di alterazione a spese di peridotiti e successioni stratigrafiche del tutto analoghe a quelle rilevate nel Massiccio di Lanzo (De Chételat 1947; Trescases, 1969-1975; Besset, 1978; Latham, 1986). Gli studi geologico-pedologici effettuati in Nuova Caledonia, soprattutto in relazione ai giacimenti di nickel, confermano che l'alterazione delle peridotiti è controllata in modo diretto dalle condizioni del clima subtropicale, caratterizzato da periodi di precipitazioni intense alternati a periodi nettamente più secchi. Tale alternanza porta alla completa dissoluzione dell'olivina ed alla formazione di materiali argillosi ricchi in ferro che talvolta costituiscono una vera e propria crosta sulla superficie del suolo.

ANALISI DELLE RELAZIONI TRA COPERTURE DETRITICHE DEL CUL E PROCESSI CRIOTICI

5

CHAPTER 5 ANALYSIS OF THE RELATIONSHIP BETWEEN LUC DEBRIS COVERS AND CRYOTIC PROCESSES

Capello (1963), describing the block streams of the Lanzo Massif, states that the genesis and evolution of those debris covers are mainly due to the cryotic processes. The Author suggests that, locally, the Lanzo Massif has hosted in the past permanent snow accumulations or glacierets and that the LUC peridotites have been subjected to chemical weathering and frost-thaw cycles. In addition, he explains the presence of particular morphologies on the debris covers (such as “debris waves”) to their dynamics, indicating that these movements are mostly caused by the ice and its periodic cycles.

Starting from Capello's interpretations, this chapter analyzes the potential relationships between the cryotic processes in the LUC area and the debris bodies under study. The main actions related to the frost action considered cover both the processes effects on bedrock, and the effects associated with gelifluction processes acting on deposits. The former are closely linked to the debris generation as they can play an important role in the bedrock crushing where the action of freeze-thaw cycles may create a general loosening of the bedrock, until its complete disarticulation. In the second case, the frost action is taken into account to evaluate the possible role played in the mobilization of debris accumulations, in which the deposits and the interstitial ice (pore ice) undergo a plastic deformation by gravity that generates typical flow structures in the debris, as sometimes found in the LUC block streams (see Chapter 3).

In the following paragraphs the climatic characteristics of the studied area are firstly analyzed, in particular the potential existence of a periglacial environment and the permafrost conditions. Subsequently, the evidence of cryotic type processes are investigated.

5.1 INTRODUZIONE

Capello (1963), descrivendo i *block stream* del Massiccio di Lanzo, attribuisce principalmente ai processi criotici la genesi e l'evoluzione di tali coperture detritiche. L'Autore ipotizza che, localmente, i versanti del Massiccio di Lanzo abbiano ospitato nel passato nevati o glacio-nevati e che le peridotiti del CUL siano state soggette alle "azioni di degradazione idrometeorica e del gelo alterno". Inoltre, imputa la presenza di particolari morfologie sulle coltri detritiche (quali ad es. le "onde di alimentazione") alla loro dinamica, indicando che "questi moti siano determinati e favoriti maggiormente dal ghiaccio e dal suo formarsi ed annullarsi periodicamente".

Partendo dalle interpretazioni di Capello (1963), nel presente capitolo vengono analizzate le potenziali relazioni tra i processi criotici che agiscono, o hanno agito in passato, nell'area del CUL ed i corpi detritici oggetto di studio. Le principali azioni legate alla *frost action* qui considerate riguardano sia gli effetti di tali processi sul substrato roccioso sia gli effetti legati ai processi di geliflusso che agiscono sui depositi.

I primi sono strettamente connessi alla produzione del materiale detritico in quanto possono assumere un ruolo importante nella frantumazione del substrato roccioso nel caso in cui l'azione dei cicli di gelo-disgelo sia di intensità e durata tali da generare un generale allentamento del substrato, fino alla sua completa disarticolazione. Nel secondo caso, la *frost action* è presa in considerazione per valutare l'eventuale ruolo rivestito nella mobilitazione degli accumuli detritici, in cui l'insieme depositi-ghiaccio interstiziale subisce per gravità una deformazione plastica che genera negli accumuli tipiche strutture di flusso, talora effettivamente riscontrate nei *block stream* del CUL (cfr. Capitolo 3).

Nei prossimi paragrafi vengono innanzitutto analizzate le caratteristiche climatiche dell'area di interesse con specifico riferimento alla potenziale esistenza delle condizioni relative ad un ambiente periglaciale ed al *permafrost*. Successivamente, vengono analizzate le evidenze riscontrate nell'area oggetto di studio riferibili a processi di tipo criotico.

5.2 TERMINOLOGIA E DEFINIZIONI

Prima di analizzare nel dettaglio le relazioni tra ambiente periglaciale attuale o relitto (e quindi tra i relativi processi che ivi si sviluppano) e genesi ed evoluzione delle coltri detritiche del CUL, si ritiene utile riportare una breve sintesi dei concetti e delle definizioni fondamentali qui utilizzate e relative ad ambiente periglaciale e *permafrost*. Ciò si rende necessario soprattutto in relazione al fatto che in letteratura esistono ancora alcuni problemi terminologici non del tutto chiariti (French, 2000; 2007). Infatti, la terminologia utilizzata nel ramo della geocriologia è spesso confusa, controversa e contiene

numerosi termini specifici, come evidenziato nel *Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms* (ACGR, 1988).

5.2.1 AMBIENTE PERIGLACIALE

L'ambiente periglaciale è tipico delle regioni ad elevate latitudini di entrambi gli emisferi e delle aree ad elevata altitudine, dove si raggiungono temperature tali da mantenere il suolo congelato per molti mesi o per tutto l'anno (French, 1996; 2007). Tali ambienti sono caratterizzati dalla presenza di forme e depositi originati da processi geomorfologici (fenomeni periglaciali) quali il ripetersi di cicli di gelo-disgelo e la crescita di masse di ghiaccio nel terreno. Lo sviluppo di questo tipo di morfologie non necessita della presenza di ghiacciai e per tale motivo alcuni Autori (Bryan, 1946; 1949; Capello, 1959; Harris, 1994) preferiscono usare al posto del termine “processi periglaciali” il termine “fenomeni crionivali”, che fa riferimento esplicito al ghiaccio (dal greco *crios*) ed alla neve, ma non ai ghiacciai¹.

Riassumendo, perciò, è preferibile l'utilizzo del termine “periglaciale” riferendosi ad un insieme di processi legati ai climi freddi non glaciali, indipendente dalla distanza dai ghiacciai, sia nello spazio che nel tempo (FIG. 5.1). L'ambiente periglaciale si può anche definire come l'ambiente in cui l'azione del gelo (*frost action*) e/o i processi morfogenetici legati al permafrost (processi criotici) sono i processi dominanti (Tricart, 1968; Pewè, 1969). Si definisce, invece, “dominio periglaciale” l'insieme delle condizioni climatiche connesse all'ambiente periglaciale.

In questo capitolo si è deciso di utilizzare comunque il termine periglaciale, che seppur meno preciso dal punto di vista metodologico, è ormai entrato nel lessico scientifico internazionale (van Everdingen, 1998-2005). Il

¹ Il termine periglaciale fu introdotto nel 1909 dallo scienziato polacco *Walery Von Lozinski* (1909) per descrivere le morfologie e i processi che avvenivano intorno ai margini dei grandi ghiacciai di calotta del Pleistocene. Successivamente il suo significato fu ampliato fino a comprendere i processi e le forme associate (indipendentemente dall'età) ad un clima molto freddo in aree non necessariamente glacializzate (in molti casi collocate lontano dalle calotte o dai ghiacciai). È importante rilevare che lo studio di questi fenomeni si sviluppò principalmente su forme relitte pleistoceniche delle regioni temperate (Jahn, 1975), che solo successivamente vennero confrontati con quelli attivi delle isole delle alte latitudini, come l'Islanda e le Isole Svalbard, e con quelli di tipo alpino. Tuttavia, l'orientamento pleistocenico degli studi sulla geomorfologia periglaciale condusse all'accettazione generale del termine “periglacial” (Dylik, 1964; Hamelin, 1964). La critica principale a questo orientamento fu che il termine “periglaciale” veniva utilizzato per descrivere sia i processi sia le aree in cui essi avvenivano. Questo apparente erroneo utilizzo del termine “periglaciale” condusse all'idea di sostituirlo con termini più specifici quali *permafrost*, *ground-ice*, oppure *soil-ice environment* (Linton, 1969).

Washburn (1980) adotta il termine “*geocryology*” per indicare lo studio di processi nei terreni ghiacciati e suggerisce l'uso del termine “periglaciale” come aggettivo descrittivo. Più recentemente, è stata reintrodotta la terminologia criologica (ACGR, 1988) al fine di rispondere meglio al problema semantico legato ai diversi stati termo-fisici dell'acqua.

Questi problemi terminologici persistono ancora oggi. Attualmente, l'utilità del concetto “periglaciale” richiede un'attenta valutazione. Lozinski si riferisce ad un ambiente specifico e limitato che non è tipico della maggioranza degli ambienti periglaciali attuali (French, 2000). Egli ha inoltre utilizzato il termine prevalentemente con una accezione spaziale, per riferirsi ad aree ed a regioni. In ogni caso, non esistono tipiche “regioni periglaciali” e qualora esistano non hanno limiti definiti (André, 1999). Analogamente, French & Thorn (2006) definiscono le aree periglaciali quali zone a clima freddo caratterizzate dalla presenza permanente o stagionale del gelo, della neve e di processi azionali che agiscono in modo più o meno intenso.

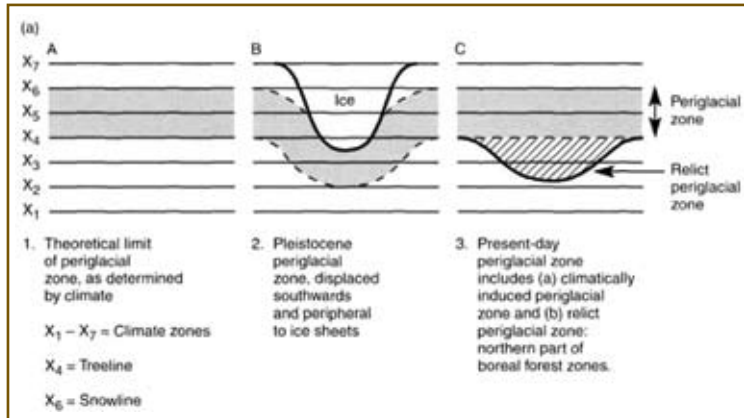


FIG. 5.1
 Schema per la definizione dell'ambiente periglaciale (French, 2007).

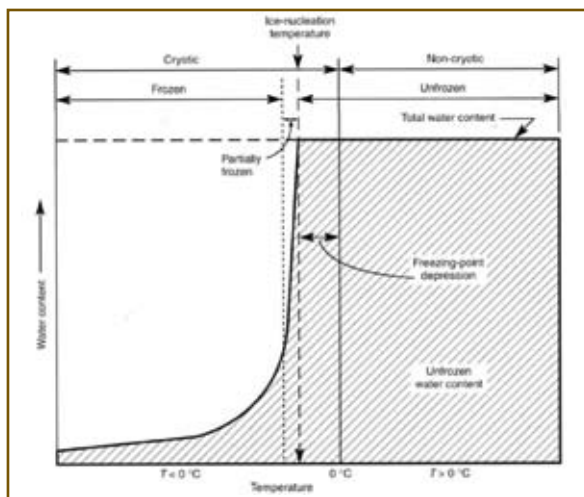
considerato compreso tra $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $+2 \div +3\text{ }^{\circ}\text{C}$ e la media annua delle precipitazioni è minore di 2000 millimetri (French, 1996). Definizioni più recenti dei parametri climatici che caratterizzano l'ambiente periglaciale sono proposte da Guglielmin (2003) e prevedono la presenza di un ambiente "periglaciale s.l.", caratterizzato da $\text{TMAA} < +3\text{ }^{\circ}\text{C}$, suddivisibile in un ambiente "periglaciale s.s.", caratterizzato da $\text{TMAA} = +3 \div 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ e un "ambiente di permafrost" con $\text{TMAA} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Le precipitazioni sono sempre inferiori ai 2000 millimetri annui (André, 2003; Boelhouwers, 2003).

5.2.2 IL PERMAFROST

FIG. 5.2
 Contenuto d'acqua e permafrost (Van Everdingen, 1985).

Il termine "permafrost" (*permanently frozen ground*) è stato introdotto da Müller (1943) per definire "un qualsiasi terreno o substrato roccioso che rimane congelato per più di un anno". Successivamente, Brown & Pewè (1973) hanno definito permafrost "qualsiasi terreno che rimane al di sotto della temperatura di $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ per più di due anni consecutivi".

Il permafrost è quindi un qualsiasi materiale (suolo, deposito o roccia)



che, indipendentemente da avere o meno ghiaccio al suo interno, rimane per un certo periodo di tempo a temperatura $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$. La presenza del ghiaccio per la definizione del permafrost non è un elemento fondante in quanto il materiale può essere secco o può contenere acqua allo stato liquido, anche se le temperature sono $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (ad es. a causa di sali disciolti o di falde in pressione che abbassano la temperatura di congelamento). Per non generare confusione si utilizza in alternativa il termine criotico e non-criotico per indicare lo stato termico del materiale (Brown & Kupsch, 1974; Van Everdingen, 1976; ACGR, 1988)

(FIG. 5.2). Nei terreni criotici, quindi, possono essere comunque presenti zone con acqua allo stato liquido chiamate *talik*.

In FIG. 5.3 sono riportati gli elementi principali che caratterizzano il *permafrost*. In relazione al regime termico ed allo stato fisico del materiale, si definisce:

- **tavola del permafrost** (*permafrost table*), la profondità al di sotto della quale il terreno non è mai a temperature $> 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante l'anno;
- **base del permafrost** (*permafrost base*), la profondità al di sotto della quale il terreno ritorna ad avere temperature $> 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ dopo un intervallo in cui si ha terreno permanentemente criotico;
- **profondità dell'escursione annua nulla** (*depth of zero annual amplitude - ZAA*), profondità massima al di sotto della quale la temperatura, pur rimanendo costantemente $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, non subisce oscillazioni stagionali;
- **strato attivo** (*active layer*), la porzione superficiale del terreno o roccia che subisce un congelamento e scongelamento stagionale;
- **criopeg basale** (*basal cryopeg*), la profondità massima del terreno permanentemente al di sotto della temperatura di congelamento dell'acqua.

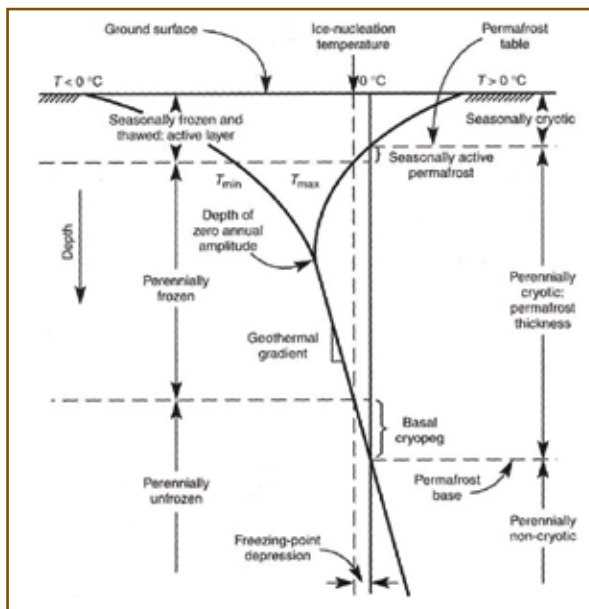


FIG. 5.3
Regime termico nel permafrost: definizioni (Van Everdingen, 1998-2005)

Non esiste una perfetta corrispondenza tra le aree di presenza del *permafrost* e quelle in cui l'azione del gelo è dominante, e non tutte le forme tipiche di un ambiente periglaciale richiedono necessariamente la presenza del *permafrost* (Guglielmin, 2007).

Il *permafrost*, tipico delle aree oltre i $50\text{-}60^{\circ}$ di latitudine, è presente anche a latitudini inferiori in aree ad elevata altitudine (*permafrost montano* o *alpino*).

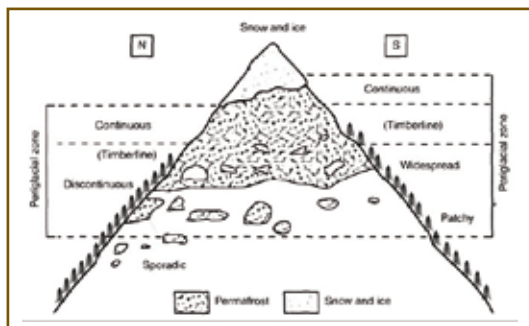


FIG. 5.4 - Influenza dell'esposizione sull'ambiente periglaciale e sul permafrost alpino (French, 2007).

In ambiente montano, i fattori esposizione e quota sono determinanti nel definire sia il dominio periglaciale sia le diverse tipologie di *permafrost* che possono essere presenti (FIG. 5.4). Altri fattori condizionanti la distribuzione e spessore del *permafrost* alpino sono legati alle variazioni nella copertura nevosa e vegetale sui diversi versanti.

5.3 ANALISI CLIMATICA

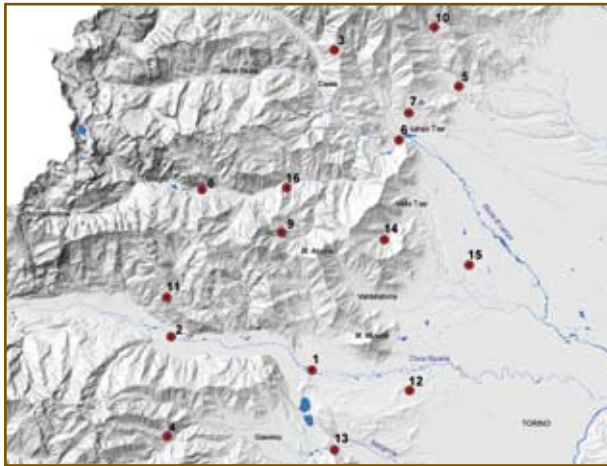
Al fine di verificare la potenziale esistenza delle condizioni climatiche necessarie allo sviluppo dei processi criotici nell'area del CUL, sono state effettuate delle analisi utilizzando i dati meteorologici rilevati dalla rete di monitoraggio meteo-idrologica di Arpa Piemonte (<http://www.arpa.piemonte.it/annali/meteorologici>).

I dati utilizzati si riferiscono a 16 stazioni (**FIG. 5.5**) selezionate all'interno dell'area di studio o ubicate nelle aree limitrofe e si riferiscono esclusivamente a misurazioni della temperatura dell'aria e delle precipitazioni totali (non distinte tra liquide e solide). Le serie storiche analizzate sono in genere piuttosto modeste (da 19 a 2 anni) ma sono state considerate ugualmente per definire il quadro meteo-climatico attuale e recente dell'area di interesse.

In alcuni casi le serie di dati non sono complete. Nei calcoli sono stati considerati solo i dati degli anni in cui vi erano almeno 8/12 mesi di misure disponibili, verificando in questi casi che i valori medi annui erano comunque congruenti con la media del periodo considerato. I dati di temperatura dell'aria e di precipitazione sono stati mediati per il periodo disponibile per ciascuna stazione di misura, partendo dai dati mensili. La temperatura media annua dell'aria (TMAA) è calcolata come media delle temperature medie annuali (a loro volta calcolate sulla base della media delle temperature medie mensili). Le precipitazioni sono calcolate come media delle precipitazioni totali annue (calcolate a loro volta sulla base delle precipitazioni totali mensili).

Dai dati riportati nella tabella in **FIG. 5.5** si evidenzia che le precipitazioni sono comprese tra 769 mm (a 400 m di altitudine) e 1579,5 mm (a 1150 m di altitudine). La TMAA varia da 13,2 °C (a 362 m di altitudine) a 6,2 °C (a 1617 m di altitudine). Dai dati disponibili, si è osservata una certa correlazione lineare tra le temperature e l'altitudine. In questo caso si è potuto calcolare un gradiente termico di circa $0,5 \text{ °C} * (100 \text{ m slm})^{-1}$. Le precipitazioni evidenziano due cluster di dati ben definiti in cui si ha una precipitazione di circa 800 mm/anno nel settore basse Val di Susa-Val Sangone (stazioni 1, 2, 12, 13) ed una precipitazione di circa 1200-1300 mm/anno nel settore della basse Valle di Lanzo-Valle di Viù (stazioni 5, 6, 7, 9, 14, 16).

Per quanto riguarda la neve, non è possibile riportare alcuna rilevazione quantitativa (altezza del manto nevoso e permanenza al suolo) in quanto nessuna stazione di monitoraggio selezionata (o ubicata nelle vicinanze) è dotata di nivometro. A questo proposito si possono solo riferire indicazioni semi-quantitative legate ad osservazioni dirette e puntuali effettuate nei periodi invernali 2007-2008 e 2008-2009, contraddistinti da una notevole differenza in precipitazioni nevose. Nel corso di alcuni sopralluoghi effettuati durante questi due periodi, si è potuto osservare che nell'inverno 2007-2008 l'altezza massima raggiunta non superava mediamente i 60÷80 cm (locali accumuli in zone concave sottovento superavano presumibilmente l'altezza di 1 m) mentre durante l'inverno 2008-2009 l'altezza della neve ha superato localmente i 2÷3 m (al



N.°	NOME STAZIONE	QUOTA [m slm]	MEDIA PREC. TOTALI ANNUE [mm]	MAAT [°C]	PERIODO
1	Avigliana	340	816,7	11,8	1991-2008
2	Borgone	400	769,0	11,5	1991-2008
3	Chiaves	1617	1051,4	6,2	2002-2008
4	Coazze	1130	1346,6	8,9	1994-2008
5	Corio	624	1150,1	\	2001-2008
6	Lanzo (Stura)	540	1311,2	12,2	2001-2008
7	Lanzo	580	1275,4	10,9	1990-2008
8	Lemie	995	1003,0	8,2	2002-2008
9	Niquidetto	1416	1235,0	7,4	2000-2008
10	Piano Audi	1150	1579,5	\	1997-2008
11	Prarotto	1440	790,1	7,1	1998-2008
12	Rivoli	362	785,0	13,2	2005-2008
13	Trana	371	873,9	12,2	2001-2008
14	Varisella	615	1321,0	11,4	2000-2008
15	Venaria	337	\	12,1	2007-2008
16	Viù	715	1338,9	8,9	2007-2008

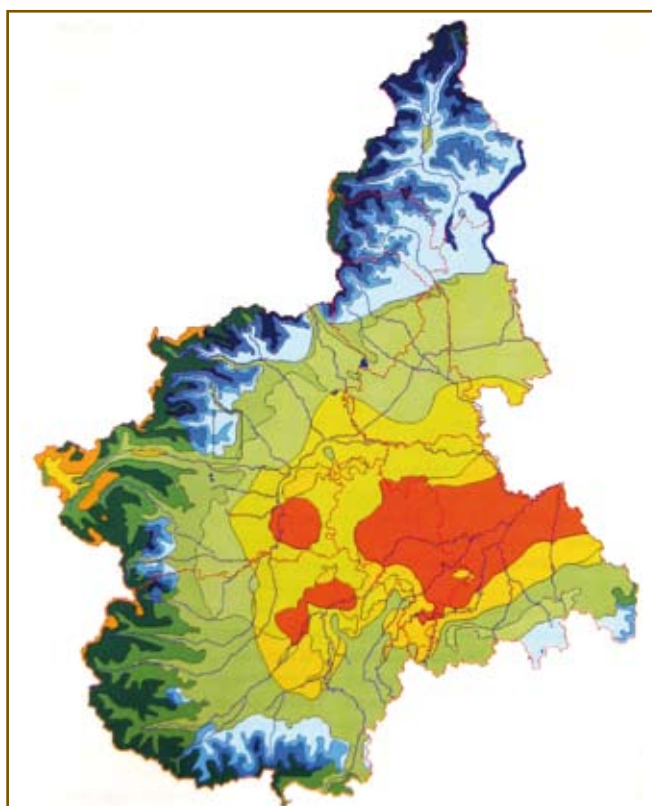
FIG. 5.5 – Distribuzione delle stazioni meteorologiche considerate nell'analisi meteo-climatica dell'area di studio. In tabella, i dati di precipitazione e temperatura dell'aria sono mediati per il periodo di dati disponibile per ciascuna stazione. La mancanza di dati (\) è legata alla mancanza del sensore corrispondente nella stazione. Dettagli nel testo.

di sopra dei 1500 m circa). Conseguentemente, anche la persistenza al suolo ha subito notevoli differenze tra i due periodi: nel primo periodo la neve era quasi del tutto scomparsa già a fine marzo 2008, mentre nel secondo periodo gli ultimi residui di neve resistevano ancora a maggio 2009. Naturalmente, si sono osservate notevoli differenze sulla permanenza della neve al suolo tra i versanti esposti a sud e quelli esposti a nord. In questi ultimi, la neve persiste mediamente oltre due mesi in più rispetto ai versanti a sud.

Le caratteristiche nivologiche descritte, in base alle comunicazioni personali da parte di abitanti della zona, sembrano rappresentare due trend medi di due periodi distinti. L'inverno 2007-2008 è caratteristico dell'andamento medio degli ultimi 20-25 anni mentre l'inverno 2008-2009 ha avuto un andamento più comune nel periodo precedente (da 25-30 anni fa fino ad almeno 50 anni fa).

Dalle considerazioni sopra esposte si deduce che l'area oggetto di studio presenta caratteristiche climatiche non congruenti con quelle richieste per la definizione dell'ambiente periglaciale (TMAA < 3 °C e precipitazioni < 2000 mm, French, 2007). Infatti, benché le precipitazioni siano inferiori mediamente a 1600 mm/annui, la TMAA risulta essere > 3 °C. Considerato il gradiente termico precedentemente calcolato (-0,5 °C ogni 100 m di incremento di quota) e la TMAA di 7,4 °C della stazione di Niquidetto a 1416 m slm, la TMAA < 3 °C si avrebbe a partire da 2300 m di quota circa. Per i versanti meno soleggiati, esposti a settentrione, è ipotizzabile che le temperature medie siano leggermente inferiori anche se non è possibile una stima quantitativa. In base a queste valutazioni, probabilmente solo i settori più elevati del M. Civrari potrebbero registrare condizioni attuali di ambiente periglaciale.

In base ai dati giornalieri di temperatura massima e minima registrata in ciascuna stazione è stato inoltre possibile valutare il numero di cicli gelo-disgelo nelle diverse fasce altimetriche. In particolare, è stato riscontrato un numero



		Variazioni stagionali di umidità				% di km ²
		Moderata eccedenza idrica in inverno		Non vi è deficienza idrica o è molto piccola		
		Concentrazione estiva dell'efficienza termica %				
Tipi climatici	Varietà climatiche	51.9 - 56.3	56.3 - 61.6	61.6 - 68.0	76.3 - 88.0	
Da Subumido a Subarido	Secondo mesotermico	C ₂ B ₂ 'sb ₂ C ₂ B ₂ 's ₂ b ₃ '				9
Da Umido a Subumido	Secondo mesotermico		C ₂ B ₂ 'rb ₂ '			12
	Primo mesotermico		C ₂ B ₁ 'rb ₂ '			6
	Primo microtermico				C ₂ C ₁ 'rc ₁ ' C ₂ C ₁ 'rb ₁ ' C ₂ C ₁ 'rc ₂ '	2
Umido	Secondo mesotermico		BB ₂ 'rb ₂ '			14
	Primo mesotermico		BB ₁ 'rb ₂ '			16
	Secondo microtermico			BC ₂ 'rb ₂ ' BC ₂ 'rb ₁ '		6
	Primo microtermico				BC ₁ 'rb ₂ ' B ₁ C ₁ 'rb ₂ ' BC ₁ 'rc ₁ '	10
Perumido	Primo mesotermico		AB ₁ 'rb ₂ ' AB ₂ 'rb ₂ '			11
	Secondo microtermico		AC ₂ 'rb ₂ '	AC ₁ 'rb ₂ '		4 + 6
	Primo microtermico				AC ₁ 'rb ₁ ' AC ₁ 'rc ₂ ' AC ₁ 'rc ₁ '	4

FIG. 5.6 - Carta climatica del Piemonte elaborata con il metodo di Thornthwaite (1948) e relativa legenda (Biancotti & Bovo, 1998). Nel rettangolo nero è evidenziata l'area di studio. Dettagli nel testo.

variabile da 32 a 63 cicli nella fascia altimetrica 300÷500 m slm, 38÷71 cicli nella fascia 500÷1000 m e 45÷88 cicli nella fascia 1000÷1600 m slm.

Le analisi meteo-climatiche appena discusse sono ovviamente inficiate dalla limitata serie storica di dati osservati. Per poter effettuare analisi climatiche più precise sono necessari intervalli temporali di almeno 30 anni di dati. Per poter effettuare tali considerazioni si è quindi fatto ricorso ai dati disponibili in letteratura. In particolare, **Biancotti & Bovo (1998)** sintetizzano alcune elaborazioni climatiche a carattere regionale che vengono qui di seguito riprese e descritte.

Le caratteristiche climatiche delle Alpi piemontesi sono assai complesse ed articolate. I maggiori controlli esercitati sul clima del Piemonte dalle caratteristiche fisiche del suo territorio sono dovuti essenzialmente all'andamento dei rilievi. Nessuna influenza sensibile è esercitata dalla variazione della latitudine data la relativa esiguità dell'estensione nord-sud del territorio (2°20' di differenza di latitudine). Le forzanti climatiche principali sono imposte dalla 1) continentalità della media Valle Padana, 2) dall'umidità proveniente dal Mar Mediterraneo e 3) dalle correnti atlantiche nord-occidentali.

Nelle **FIGG. 5.6, 5.7 e 5.8** sono riportate alcune carte tematiche regionali relative ai parametri climatici principali (dati del periodo 1951-1986, **Biancotti & Bovo, 1998**). In **FIG. 5.6** è riportata la carta climatica di sintesi del Piemonte elaborata con il metodo di **Thornthwaite (1948)** basata sulla determinazione dell'eva-

po-traspirazione (reale e potenziale) e sul suo confronto con la quantità di precipitazioni. Nel modello vengono considerati: 1) l'indice di umidità globale (I_m), 2) l'evapo-traspirazione potenziale (ETP) e 3) l'indice di efficienza termica (let). Dalla combinazione di questi indici sono determinate le regioni climatiche caratterizzate da una formula costituita da quattro lettere (le prime due maiuscole e le altre due minuscole, legenda in **FIG. 5.6**) che nell'ordine indicano: 1) I_m , 2) let media annua, 3) la variazione stagionale dell'umidità effettiva e 4) concentrazione estiva dell'efficienza termica (Biancotti & Bovo, 1998). Come evidenziato in **FIG. 5.6**, l'area di studio è compresa nel tipo climatico "Perumido" caratterizzati dalla mancanza di deficit idrico (r) e da una diminuzione dell'ETP all'aumentare della quota. In particolare, sono presenti regioni temperate con estate moderatamente calda ($AB_1'rb_3' - AB_2'rb_3'$) e con minore quantità in mm di ETP e maggiore concentrazione termica estiva ($AC_2'rb_2' - AC_2'rb_3'$). Non è invece presente la zona a quota superiore caratterizzata da una concentrazione dell'efficienza termica estiva molto elevata (b_1) e da un valore estremamente basso dell'ETP annua, caratteristici dei climi molto freddi.

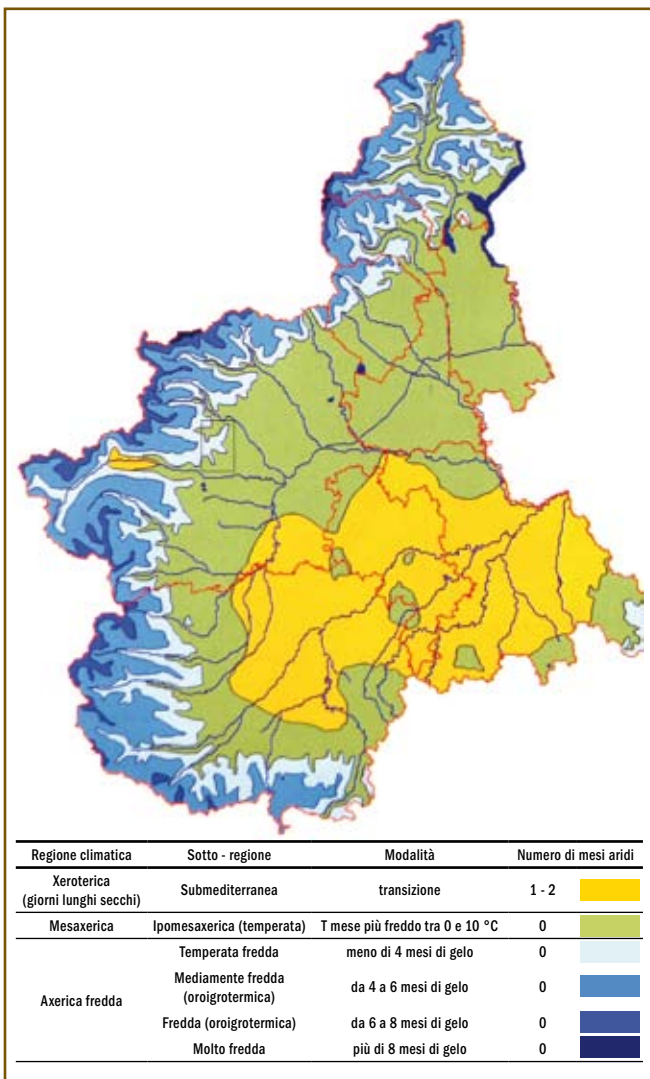


FIG. 5.7 – Carta dei regimi climatici del Piemonte elaborata con il metodo di Bagnouls & Gaussen (1957) e relativa legenda (Biancotti & Bovo, 1998). Nel rettangolo nero è evidenziata l'area di studio. Dettagli nel testo.

In **FIG. 5.7** è riportata la carta climatica elaborata con il metodo di Bagnouls & Gaussen (1957) basata sull'alternarsi delle temperature e delle precipitazioni medie mensili nel corso dell'anno (Biancotti & Bovo, 1998). In base a tale modello vengono definiti periodi caldi (temperatura media mensile > 20 °C), freddi (temperatura media mensile < 0 °C) e secchi (precipitazione media mensile $< 2 * \text{temperatura media mensile}$) considerando la siccità ed il freddo intenso. In base a questo modello, l'area di studio è per lo più compresa nella regione climatica "Mesaxerica - Ipomesaxerica (temperata)" mentre solo i settori a quote maggiori rientrano nella regione climatica "Axerica fredda" (sotto-regione "Temperata fredda"). Anche in questo caso sono assenti i climi freddi e molto freddi tipici della tundra e delle nevi perenni (Biancotti & Bovo, 1998).

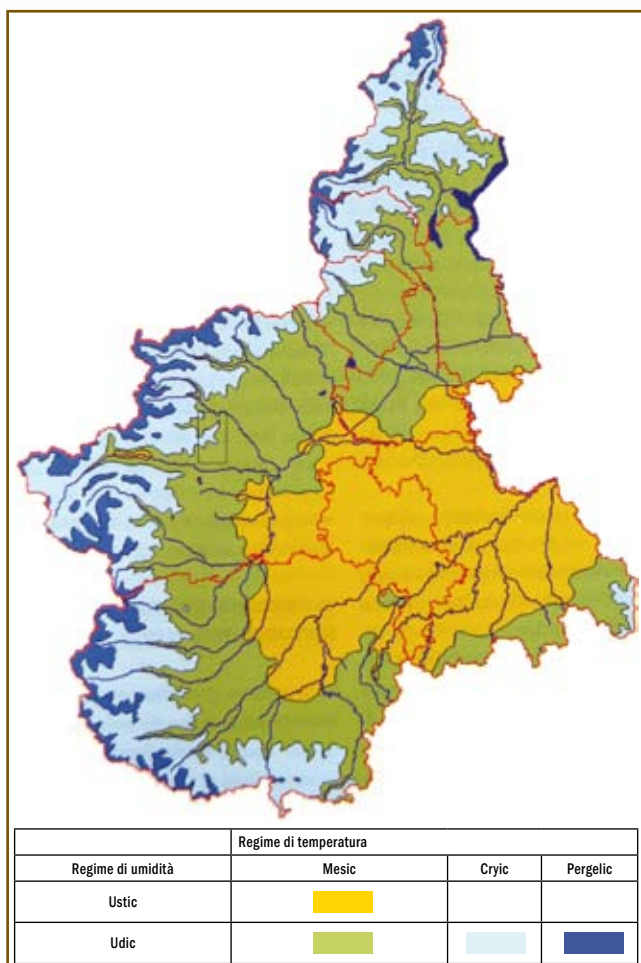


FIG. 5.8 – Carta pedoclimatica del Piemonte elaborata con il metodo del Soil Conservation Service (Newhall, 1972) e relativa legenda (Biancotti & Bovo, 1998). Nel rettangolo nero è evidenziata l'area di studio. Dettagli nel testo.

Particolarmente interessante risulta la carta pedoclimatica del Piemonte elaborata con il metodo del Soil Conservation Service e riportata in **FIG. 5.8**. La metodologia utilizzata in questo caso è quella proposta da Newhall (1972) che consente di stimare il regime di umidità e di temperatura dei suoli effettuando un bilancio idrico “mobile” (Biancotti & Bovo, 1998). Dall’analisi dei risultati di tale modello per l’area di studio si può osservare come essa sia totalmente compresa nel regime di umidità “Udic”: a quote inferiori a 1400 m slm nel regime di temperatura “Mesic”, a quote comprese tra 1400 m slm e 2200 m slm nel regime termico “Cryic”.

Sebbene la scala di rappresentazione delle carte climatiche di sintesi appena esposte non consenta di effettuare considerazioni di particolare dettaglio, si può osservare come in tutti i modelli proposti l’area di interesse non ricada nei settori assimilabili a condizioni climatiche di tipo periglaciale.

L’area di studio è caratterizzata da una forte stagionalità con un regime pluviometrico di tipo continentale prealpino ad andamento bimodale, con un massimo principale primaverile

ed uno secondario autunnale, nonché da un minimo principale nel periodo invernale (Biancotti & Bovo, 1998). Analizzando nel dettaglio il quadro climatico, sintetizzato nella **FIG. 5.9**, si evidenziano le seguenti caratteristiche principali (serie storica dei dati climatici 1951-1986, Biancotti & Bovo, 1998). I rilievi che comprendono il Massiccio di Lanzo e le aree limitrofe sono comprese tra le isoiete 1100 e 1400 mm di precipitazione media annua. Le temperature medie annue, definite su base altimetrica, oscillano tra i 12,5 ed i 4 °C; solo localmente, nei settori più elevati del M. Civrari, si hanno temperature medie annue inferiori a 4 °C. Lungo la cresta spartiacque principale, ed in particolare alle quote maggiori del M. Arpone e del M. Colombano, le temperature medie annue sono comprese tra i 7 ed i 4 °C. In tutta l’area non è indicata la presenza di mesi secchi (precipitazioni medie mensili < 2 * temperature medie mensili) mentre sono segnalati 6-7 mesi freddi (temperatura media mensile < 7 °C). Nell’area ad est del Colle del Lis, alle testate dei bacini del T. Ricchiaglio e del T. Messa, i mesi freddi

sono 8-9 e la temperatura media del mese di gennaio è < -3 °C.

In base alle caratteristiche climatiche sopra esposte, si deduce che in generale l'area oggetto di studio non rientra nell'ambiente periglaciale (cfr. § 5.2.1). Tuttavia, considerato il valore delle precipitazioni medie annue (1100÷1350 mm) e la temperatura media annua interpolata di 4 °C raggiunta nei settori dello spartiacque principale, è ragionevole ipotizzare che localmente nei settori più elevati e meno soleggiati si raggiungano le condizioni di un ambiente periglaciale s.l. o s.s. (Guglielmin, 2003). In base a questi dati, si esclude senza dubbio la possibilità che l'area del Massiccio di Lanzo rientri in un contesto climatico relativo all'ambiente di *permafrost*. Probabilmente, tali condizioni si raggiungono solo in corrispondenza dei settori più elevati e meno soleggiati del M. Civrari.

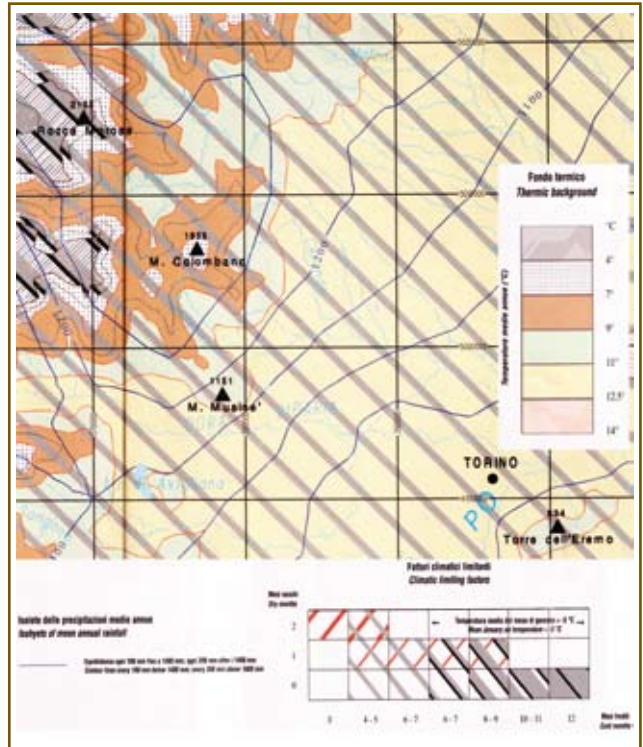


FIG. 5.9 - Stralcio della "Carta Climatica del Piemonte" (Biancotti & Bovo, 1998) e relativa legenda. Dettagli nel testo.

5.3.1 DISTRIBUZIONE POTENZIALE DEL PERMAFROST NELLE ALPI PIEMONTESI E RELAZIONI CON LE COPERTURE DETRITICHE DEL CUL

In Piemonte, la conoscenza dell'ambiente periglaciale e della distribuzione del *permafrost* è del tutto frammentaria e lacunosa. In generale esistono pochi studi, a carattere prevalentemente di tipo geomorfologico puntuale (tra i più recenti Ribolini, 2001; Ribolini & Fabre, 2006; Ribolini et al., 2007). L'unico lavoro che raccoglie dati riguardanti tale tematica per l'intera regione è il *Catasto dei Rock Glacier delle Alpi italiane* (Guglielmin & Smiraglia, 1997), di cui è riportato uno stralcio in FIG. 5.10. In tale lavoro sono censiti, in modo simbolico puntuale, 319 *rock glacier* in Piemonte (66 nella Alpi Marittime, 48 nelle Alpi Cozie, 126 nelle Alpi Graie e 79 nelle Alpi Lepontine), distinti in "Active", "Inactive", "Complex" e "Uncertain".

Per migliorare ed ampliare le conoscenze sulla tematica in oggetto, Arpa Piemonte ha avviato un progetto per la "creazione di una base dati finalizzata alla realizzazione degli strati informativi relativi alla criosfera ed alla vulnerabilità criotica della Regione Piemonte", in collaborazione con l'Università degli Studi dell'Insubria.

Le principali attività effettuate sono consistite 1) nella realizzazione di

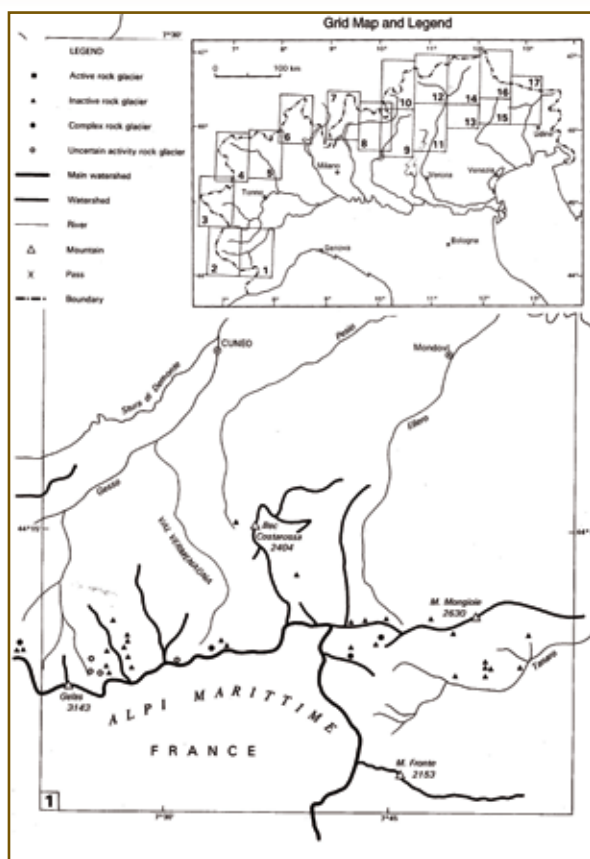


FIG. 5.10 – Stralcio della Tavola 1 con il quadro di unione delle tavole e la legenda del “Catasto dei Rock Glacier delle Alpi Italiane” (Guglielmin & Smiraglia, 1997).

un catasto regionale dei possibili indicatori morfologici del permafrost (*rock glacier* e *protalus rampart*) e 2) nella creazione di una base dati necessaria per la realizzazione di una carta della potenziale presenza di permafrost su tutto il territorio regionale. I risultati preliminari di tali attività hanno consentito di realizzare la prima “Carta della criosfera delle Alpi piemontesi” (Paro & Guglielmin, 2009).

Rispetto al catasto pubblicato dal Comitato Glaciologico Italiano, il nuovo inventario raccoglie e classifica, oltre ai *rock glacier* (RG), anche i *protalus rampart* (PR), i *debris covered glacier* (DCG) ed i principali lobi di geliflusso (LG). RG, PR e DCG sono rappresentati come aree mentre i LG sono rappresentati in modo simbolico puntuale (FIG. 5.11). RG, PR e LG sono distinti in base allo stato di attività in attivi, inattivi, complessi ed incerti. I dati relativi all’inventario sono sintetizzati nella tabella riportata in FIG. 5.11.

La valutazione dello stato di attività, attualmente definito esclusivamente su base morfologica, è un parametro assai importante per le successive elaborazioni. Per questo motivo è al momento in atto

un’analisi di approfondimento attraverso l’utilizzo di dati interferometrici satellitari.

Sulla base di tale inventario è stato possibile realizzare, per la prima volta in Piemonte, una cartografia sperimentale sulla distribuzione del permafrost alpino applicando il modello empirico “PermaRock” (FIG. 5.12). La carta del permafrost potenziale si basa sull’assunzione che i RG dinamicamente attivi siano indicatori di permafrost montano. Tale assunzione è stata recentemente messa parzialmente in discussione in quanto si è riscontrata la presenza di ghiaccio sedimentario relitto all’interno dei RG (Guglielmin et al., 2004; Stenni et al. 2007). Per questo motivo nel realizzare questa carta, per la prima volta sono stati rilevati anche i PR quali ulteriori potenziali indicatori morfologici del permafrost alpino.

La distribuzione di RG e PR è stata analizzata statisticamente rispetto alla quota minima delle fronti e delle esposizioni medie dei versanti sui quali sono ubicate tali morfologie. Si è quindi calcolata la media e la moda della quota minima degli indicatori suddivisi per ciascun ottante di esposizione. I

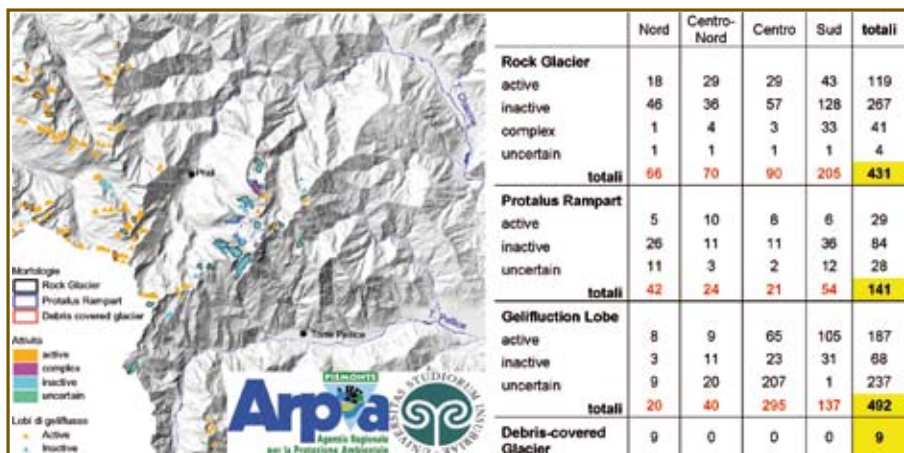


FIG. 5.11 – Stralcio dell’Inventario delle forme indicatrici del permafrost (spartiacque valli Germanasca – Pellice, Provincia di Torino) e tabella di sintesi dell’inventario della “Carta della criosfera delle Alpi piemontesi”. Le forme rilevate sono distinte in base allo stato di attività e raggruppate in settori geografico-climatici omogenei dell’arco alpino piemontese (Paro & Guglielmin, 2009, modificato).

valori così ottenuti permettono di definire delle quote minime al di sopra delle quali è possibile e/o probabile avere la presenza del permafrost. Trattando allo stesso modo anche i dati relativi alle forme inattive si ottiene la quota minima, per ciascun ottante di esposizione, in cui è possibile avere un permafrost relitto (TAB. 5.1).

La carta della distribuzione potenziale del permafrost, ottenuta attraverso elaborazioni in ambiente GIS, distingue tra: 1) permafrost antico o relitto, 2) permafrost possibile e 3) permafrost probabile (FIG. 5.12).

In FIG. 5.12 è riportato lo stralcio della carta della distribuzione potenziale del permafrost delle Alpi piemontesi (da modello empirico) del settore compreso tra le valli della Dora Riparia e della Stura di Viù, con indicazione della distribuzione delle coperture detritiche rilevate nell’area del CUL. Dal confronto delle due distribuzioni, si evidenzia che le coperture detritiche (block field, block stream e block field & stream) si trovano completamente al di fuori dell’area di distribuzione del

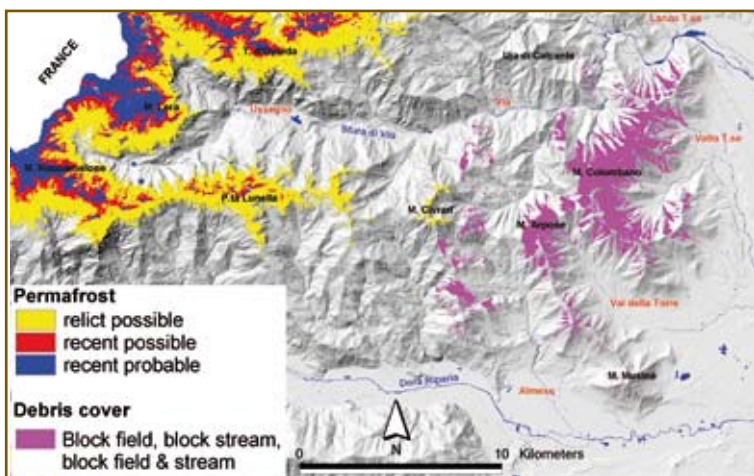


FIG. 5.12 – Stralcio della carta della distribuzione potenziale del permafrost delle Alpi piemontesi (da modello empirico) del settore compreso tra le valli della Dora Riparia e della Stura di Viù, con indicazione della distribuzione delle coperture detritiche rilevate. Dettagli nel testo.

		SETTORE ALPINO: CENTRO-NORD							
MORFOLOGIA	DESCRIZIONE	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Rock Glacier	Quota minima assoluta della fronte	1655-2305	1390-2205	2125-2895	1515-3020	2175-2925	2275-2930	2020-2720	1920-2300
	Media della quota minima della fronte	1892-2531	1955-2533	2315-2908	2115-/-	2372-2943		2260-2775	2095-2451
	n° di forme rilevate	8-7	4-8	3-2	10-1	4-2	1-1	3-2	3-6
Protalus Rampart	Quota minima assoluta della fronte	2320-2170	2035-/-	/-2790	2120-/-	1850-2550	2030-/-		/-2010
	Media della quota minima della fronte	/-2375	2172-/-	/-2795	2235-/-	2188-2685	2210-/-		/-2185
	n° di forme rilevate	1-4	2-0	0-2	2-0	3-2	3-0	0-0	0-2

		SETTORE ALPINO: CENTRO							
MORFOLOGIA	DESCRIZIONE	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Rock Glacier	Quota minima assoluta della fronte	1785-2390	1780-2600	1700-/-	2025-3010	2290-/-	2150-2490	2120-2800	2155-2154
	Media della quota minima della fronte	2130-2656	2170-2740	2142-/-	2215-/-	2310-/-	2411-/-	2269-2845	2440-2607
	n° di forme rilevate	17-12	9-4	6-0	3-1	2-0	3-1	8-2	9-9
Protalus Rampart	Quota minima assoluta della fronte	2330-2300	/-2500	/-2450		2230-2420	2370-2750		2060-2630
	Media della quota minima della fronte	/-2520				2337-/-			2310-/-
	n° di forme rilevate	1-3	0-1	0-1	0-0	4-1	1-1	0-0	5-1

TAB. 5.1 – Sintesi delle elaborazioni statistiche dei dati altimetrici delle fronti delle forme attive ed inattive, distinte per ottante di esposizione (Paro & Guglielmin, 2009), relative ai settori alpini Centro-Nord (Alpi Graie) e Centro (Alpi Cozie). Il primo numero si riferisce alle forme inattive mentre il secondo numero si riferisce alle forme attive; il simbolo “/” indica il valore assente.

permafrost. Come si evince dalla figura, nell’area di interesse, solo in corrispondenza dei settori più elevati del M. Civrari è segnalata la presenza di *permafrost* relitto, anch’esso non in relazione diretta con la distribuzione delle coperture detritiche rilevate.

Analoghi risultati si sono ottenuti con applicazioni preliminari e semplificate del modello fisico-basato “PermaClim” (Guglielmin et al., 2003). Tale modello, utilizzando un DEM, la carta delle pendenze da esso derivata ed i dati climatici (temperatura media dell’aria e spessore medio della neve al suolo), consente di ricavare una carta della temperatura media del suolo e quindi di determinare se esistono le condizioni adatte o meno alla presenza del *permafrost* nel periodo dei dati climatici utilizzati. I risultati di tale modello sono ancora in fase di verifica e validazione da parte di Arpa Piemonte nell’ambito

del Progetto Europeo *Alpine Space II* “PermaNet – Permafrost long-term monitoring network” che terminerà nel 2011.

I risultati dei modelli “Permakart” e “PermaClim”, per quanto questi ultimi ancora preliminari, sono in accordo con quanto evidenziato nel § 5.3, in cui i dati climatici del periodo 1951÷1986 escludevano la possibilità della presenza di un ambiente di *permafrost* (sensu Guglielmin, 2003), tranne per i settori più elevati e meno soleggiati del M. Civrari.

Tuttavia, è necessario evidenziare che i risultati del modello risentono inevitabilmente della qualità dei dati di input. Infatti, per il modello “Permakart”, nel catasto dei potenziali indicatori morfologici del *permafrost* non sono stati inseriti i corpi detritici del CUL, in contrasto con le interpretazioni di Capello (1963). D’altro canto, dalla **TAB. 5.1**, si evince che le quote minime raggiunte dalle forme inattive sono del tutto compatibili con i settori più elevati dell’area di studio.

5.4 EVIDENZE PERIGLACIALI NELL’AREA DEL CUL

Le lingue detritiche ospitate nel Massiccio di Lanzo sono state descritte e interpretate da Capello (1963) come il prodotto di fenomeni criotici, in analogia con altre manifestazioni d’alta quota (interpretabili come *rock glacier*) individuate dallo stesso Autore nei settori altimetricamente più elevati delle Alpi Graie. Tale Autore ha basato la sua interpretazione su alcune evidenze morfologiche (soprattutto rughe, dorsali allungate ed arcuate, e simili) presenti sulla superficie delle coltri detritiche.

Secondo Fioraso & Spagnolo (2009), tali elementi morfologici non presentano la continuità e l’andamento arcuato tipici delle rughe di compressione dei *rock glacier* (Wahrhaftig & Cox, 1959); anche nei settori altimetricamente più elevati del CUL, tali Autori non evidenziano elementi morfologici, stratigrafici o tessiturali che attestino con sicurezza un contributo attuale o pregresso da parte di fenomeni periglaciali nello sviluppo dei *block stream*.

Partendo da queste considerazioni ed al fine di verificare la potenziale influenza dei processi criotici nell’evoluzione dei *block stream* del CUL, sono stati condotti alcuni rilievi di dettaglio mirati in modo specifico alla individuazione di evidenze che testimoniassero gli effetti di tali processi.

In primo luogo, l’attenzione è stata posta proprio alle coltri detritiche ed, in modo particolare, agli elementi morfologici ed alla tessitura dei clasti presenti nel complesso superiore. Sono state, quindi, analizzate le dorsali longitudinali e trasversali (ad andamento rettilineo, sinuoso e/o arcuato), intervalate o meno da depressioni con andamento analogo, già descritte nel Capitolo 3 (§ 3.2.3). Tali forme risultano particolarmente concentrate nei *block stream* ubicati sui versanti a nord dello spartiacque principale (**FIG. 5.13 a÷e**) e solo localmente sui versanti a sud (**FIG. 5.13 f**). Tra le morfologie che caratterizzano le coltri detritiche prevalgono le dorsali longitudinali (ad andamento rettilineo o

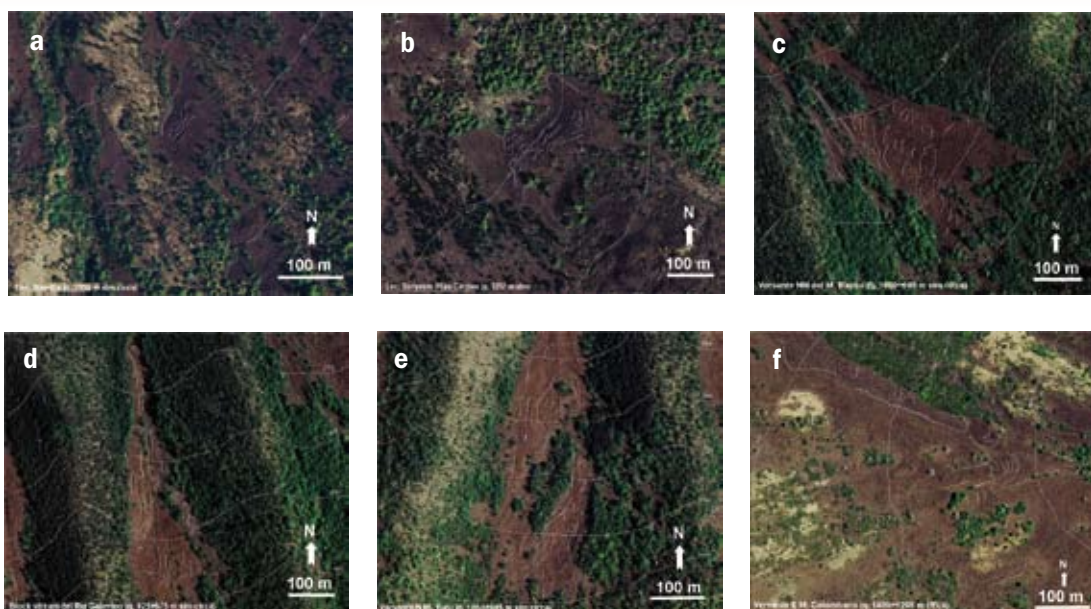


FIG. 5.13 – Distribuzione delle morfologie (evidenziate con le linee bianche sulle orto-immagini IT2007) presenti sulla superficie di alcuni block stream a nord (a-b: versante NW del M. Colombano; c: versante NW del M. Basso; d-e: versante N del M. Turu) ed a sud (f: versante E del M. Colombano) dello spartiacque principale.

sinuoso), con persistenza anche significativa (alcune centinaia di m), distribuite a diverse quote in quasi tutti i *block stream*. Inoltre, vi sono dorsali ad andamento sinuoso e, secondariamente, rettilineo poste trasversalmente alla direzione di flusso dei *block stream* (FIG. 5.13 e).

Le dorsali ad andamento arcuato possono avere la concavità rivolta verso monte oppure verso valle. Le prime sono generalmente in quantità inferiore rispetto alle seconde e presentano distribuzioni altimetriche particolari. Le dorsali arcuate (singole o multiple) con concavità verso valle sono caratteristiche dei settori a quota maggiore e sono spesso associate a più o meno repentini cambi di pendenza. Le dorsali e le depressioni con concavità verso monte sono tipiche dei settori altimetricamente meno elevati rispetto alle precedenti e sono associate alle parti frontali dei lobi detritici (FIG. 5.13 b-f). Inoltre, la maggior parte delle dorsali e delle depressioni arcuate ubicate sui versanti nord dello spartiacque principale è distribuita tra i 700 ed i 1200 m di altitudine, mentre gli stessi elementi morfologici presenti a sud sono prevalentemente distribuiti tra i 1200 ed i 1400 m di quota.

Per quanto riguarda la tessitura delle coltri detritiche, si è già accennato nel Capitolo 3 (§ 3.3.1) alla distribuzione granulometrica ed alla disposizione dei clasti. In generale, non sono state osservate distribuzioni particolari delle dimensioni dei clasti. Solo localmente ed occasionalmente è stato possibile osservare una gradazione normale longitudinale-altimetrica nei *block stream* del CUL. Per tali corpi sono state evidenziate dimensioni medie dei blocchi crescenti procedendo da monte verso valle. Lo stesso Capello (1963) segnalava

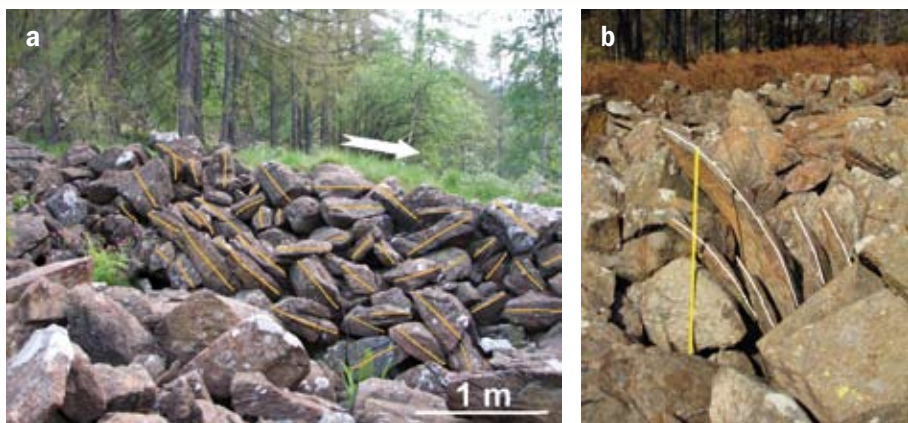


FIG. 5.14
Esempi di clasti embriicati (a, la freccia indica l'immersione del pendio e le linee arancio gli assi maggiori dei clasti) e verticalizzati (b, l'asta gialla è di circa 1 m). Loc. Pian Sapai (quota 1300 m circa).

in soli 3 corpi detritici su 119 totali (2 sul versante sinistro della bassa Valle di Viù ed uno sul versante settentrionale del M. Arpone) la presenza di materiali “in alto più minuti e scarsi mentre in basso più fitti e di volume maggiore”.

Anche per quanto riguarda la disposizione dei clasti all'interno delle coltri detritiche, solo occasionalmente sono stati osservati blocchi verticalizzati, isorientati ed embriicati. In particolare, in prossimità del Pian Sapai (a quota 1300 m slm circa, sul versante settentrionale del M. Arpone) è stato possibile osservare, sul fianco di un corpo detritico lobato, clasti disposti con *fabric* tipicamente embriicato (FIG. 5.14a). I blocchi, di dimensione da decimetrica a metrica, sono prevalentemente di forma prismatico-tabulare e circa il 60÷65% di essi ha l'asse maggiore inclinato di circa 25° verso monte. Ai margini del lobo sono stati osservati alcuni blocchi tabulari isorientati e verticalizzati (FIG. 5.14b).

Le morfologie osservate sulla superficie dei *block stream* del CUL sono del tutto simili a quelle presenti sulla superficie dei *rock glacier*, anche se decisamente meno marcate e continue (in accordo con Fioraso & Spagnolo, 2009). Le tipiche rughe di compressione, presenti nella parte frontale dei *rock glacier* che si possono osservare attualmente in ambiente di alta quota (FIG. 5.15), sono tuttavia per lo più assenti o compaiono in modo sporadico sulle coperture detritiche del CUL. Le morfologie osservate trovano, invece, una buona corrispondenza con quelle descritte da Gutierrez & Peña (1977) che le riferiscono agli effetti di movimenti differenziali nei *block slope*.

Le caratteristiche tessiturali evidenziano, invece, analogie con quelle descritte nei tipici

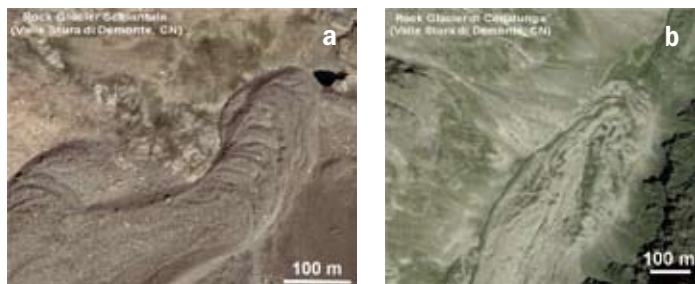


FIG. 5.15 – Esempi di settori frontali di *rock glacier* in ambiente di alta quota in cui si evidenziano chiaramente le morfologie tipiche di questi corpi detritici. a) *Rock glacier* attivo di Schiantala, b) *rock glacier* inattivo di Collalunga (bacino della Stura di Demonte, Prov. di CN).



FIG. 5.16 - a) Depressione chiusa di forma ellittica ubicata al margine frontale di un lobo, parzialmente rivestita da una coltre vegetale sottoforma di zolle erbose (cfr. FIG. 3.17). b) Sezione verticale di una zolla erbosa di forma circolare in pianta (ϕ 60 cm, h 35 cm) in cui si evidenzia la struttura porosa interna (dettagli nel testo).

block stream di ambiente periglaciale, in cui i clasti mostrano una organizzazione spaziale/tessiturale con forme lobate ed una più o meno evidente immersione degli assi maggiori dei blocchi opposta al versante (Potter & Moss, 1968; Caine, 1972; Gutierrez & Peña, 1977).

L'analisi degli effetti della *frost action* nell'area oggetto di studio ha messo in evidenza altri elementi riconducibili ai processi criotici. Al nucleo dell'ampia depressione chiusa descritta nel § 3.2.3, ubicata a quota 1313 m slm sul versante occidentale del M. Colombano, sono stati osservati dei cuscinetti erbosi, di forma circolare in pianta, disposti in modo ravvicinato costituendo un reticolo a maglie irregolari (FIG. 3.17 e FIG. 5.16a). In sezione verticale (FIG. 5.16b) tali cuscinetti presentano una struttura porosa costituita in gran parte da materiale organico (apparati radicali e *humus*) ed in minor misura da materiale inorganico (sabbie e limi). Non sono state osservate particolari strutture sedimentarie né crioturbaioni all'interno delle zolle sezionate. I cuscinetti erbosi osservati sono del tutto confrontabili con i *turf hummock* o *thufur* (Thorarinsson, 1951; Schunke, 1975; Scotter & Zoltai, 1982; Mann, 2003), forme costituite da piccoli rilievi vegetati a sezione subcircolare, alti in genere qualche

decimetro e senza selezione del materiale costituente, che nel loro insieme presentano, in pianta, un andamento a reticolo. Tali forme si rinvennero frequentemente in aree con falda stagionale subaffiorante e sono, in genere, legate al ghiaccio stagionale (*seasonally frozen ground*) ed al criosollevarimento (*frost heave*). In alcuni casi possono anche caratterizzare lo strato attivo in ambiente di *permafrost* (Van Everdingen, 2005).

Fenomeni di criosollevarimento (*frost heave*) coinvolgenti i depositi ghiaioso-sabbiosi caratterizzanti le coltri sciolte eluvio-colluviali del CUL, sono stati osservati direttamente nel corso dei rilievi effettuati nei periodi invernali (novembre÷marzo) 2007-2008 e 2008-2009. In tali occasioni, in corrispondenza dei versanti più umidi immergenti verso il quadrante settentrionale, si è osservata la formazione di aghi centimetrici di ghiaccio, in grado di sollevare

dalla superficie clasti di dimensione massima di circa 10 cm (FIG. 5.17). Nel corso del disgelo, tali terreni risultano completamente destrutturati e soggetti ad erosione accelerata.

In prossimità del Colle Lunella (1373 m slm) sono stati osservati alcuni blocchi aranti (*ploughing block*), blocchi di dimensione da decimetrica a metrica, che denotano un movimento verso valle, a causa delle diverse proprietà termiche e della loro massa, lasciando un tipico solco a monte e creando una ruga immediatamente a valle (FIG. 5.18). Affinché questa forma si generi è necessario che lo strato attivo abbia uno spessore inferiore al diametro del masso (Guglielmin, 1997). Ne consegue che i blocchi aranti possono essere utilizzati come indicatori di geliflusso e/o soliflusso in quanto richiedono un profondo gelo stagionale (Gorbunov, 1991).

Infine, in prossimità della Loc. Fontana del Toruj (versante orientale della Torretta del Prete, a quota 1650 m slm circa), poco al di fuori dell'area del CUL, è stato rilevato un *portalus rampart* di forma arcuata (120 m di lunghezza totale ed altezza di circa 2÷3 m). Le evidenze morfologiche indicano che tale forma è probabilmente inattiva.

I rilievi condotti nelle aree di affioramento del substrato, anche nei settori altimetricamente più elevati, non hanno messo in evidenza elementi diagnostici relativi agli effetti di processi criotici. In particolare non sono state osservate evidenze di eiezione criogenica (*frost jacking*), processo indicatore di condizioni di *permafrost* nel substrato (Dionne, 1983).

L'unica evidenza riconducibile alla possibile azione di processi criotici nel substrato è proprio il generale stato di allentamento degli ammassi rocciosi del CUL. In questo caso, i processi di gelifrazione (*frost shattering*) e, soprattutto, di crioclastismo (*frost wedging*), legati all'azione intensa e prolungata dei cicli di gelo e disgelo, possono essere chiamati in causa nella produzione della grande quantità di detriti a partire da un substrato molto allentato e disarticolato. Tale ipotesi può essere supportata dalla osservazione, in alcuni limitati settori dei versanti esposti



FIG. 5.17 – Criosollevarimento di particelle pluricentriche di terreno ad opera di cristalli di ghiaccio lunghi 3÷4 cm circa (versante settentrionale del M. Arpone, (25 marzo 2008).

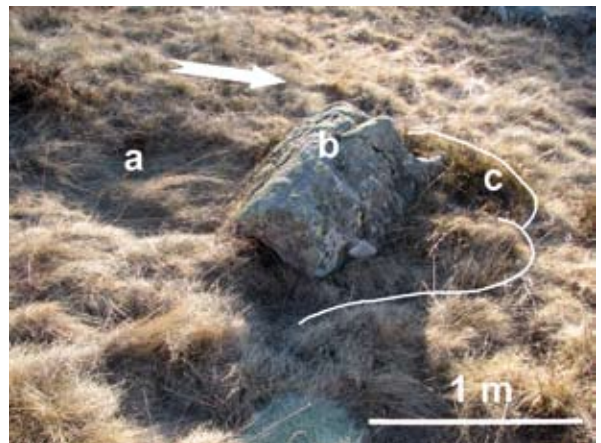


FIG. 5.18 – Blocco arante presso il Colle Lunella (1373 m slm). Il blocco (b), nel suo movimento lungo il pendio (freccia), produce un solco a monte (a) ed una ruga di compressione a valle (c).

a nord, di una relazione diretta (non troppo marcata) tra grado di apertura delle fratture e quota. Tuttavia, i rilievi del grado di apertura delle fratture degli ammassi rocciosi, in gran parte molto elevato, non consentono di discriminare tra la componente gravitativa e l'eventuale effetto potenziale del crioclastismo.

Le considerazioni sopra esposte verranno riprese e discusse nel Capitolo 7, nel quale verranno approfonditi i possibili meccanismi di fratturazione ed allentamento degli ammassi rocciosi legati all'ambiente periglaciale.

ANALISI DELLO STATO DI ATTIVITÀ DELLE COPERTURE DETRITICHE DEL CUL



CHAPTER 6 ANALYSIS OF THE STATE OF ACTIVITY OF THE LUC DEBRIS COVERS

On the extensive debris deposits in the LUC area several elements linked to movements that have affected these covers are present: the elongated morphologies of the block streams, their lobate toes, elongated ridges and depressions (with transverse, straight and/or curved sections) and other morphological elements that characterize the upper complex. All these elements are the result of differential movements involving debris bodies. Even the sedimentological and textural characteristics (fabric coarsening upward, the presence of vertical, iso-oriented and imbricated clasts) indirectly demonstrate that the debris covers suffered a more or less significant movement along the slopes (see Chapter 3 and 5).

Capello (1963) and Fioraso & Spagnolo (2009) have underlined that many debris covers features indicate a relatively morphological stability of the block streams. According to these Authors, the uniformity of the weathering of peridotite blocks, the regular distribution of lichens and the absence of development abnormalities of the sporadic vegetation on the surface of some debris bodies, suggest that these phenomena are mostly quiescent.

Fioraso & Spagnolo (2009) show, however, elements that testify localized and actual movements of block streams, which are particularly important to define a reliable kinematic model for these slope phenomena. Even Capello (1963) was convinced that some debris bodies were still subject to movement and to verify the existence and the magnitude of these movements, he created on some debris tongues a simple monitoring system consisting of white lacquered arrayed stones. Unfortunately, there are no reports of observations related to this monitoring system and it was impossible after more than 45 years to find out considerations about possible movements of the white stones alignments.

The analysis of the LUC debris covers is particularly important in defining both the block streams evolution and the processes that act (or have acted) during the development of these covers. Therefore, in this chapter are first analyzed the indirect elements indicating the potential existence of current and recent movements of the LUC debris covers. Afterwards, thanks to the new satellite interferometer technologies, some elaborations are performed on data sets of the years 1992+2001 to verify the existence of the block streams movements in that time span, assessing its scale with millimeter accuracy.

6.1 INTRODUZIONE

Gli estesi depositi detritici presenti nell'area del CUL evidenziano numerosi elementi riconducibili ad indizi di movimenti che hanno interessato tali coltri (cfr. Capitolo 7). Infatti, le stesse morfologie allungate dei *block stream*, le loro terminazioni lobate, la presenza di dorsali e depressioni allungate (ad andamento trasversale, rettilineo e/o arcuato) ed altri elementi morfologici che caratterizzano il complesso superiore, sono il risultato di movimenti differenziali che hanno coinvolto i corpi detritici. Anche le caratteristiche sedimentologiche e tessiturali (gradazione inversa dei depositi grossolani, la presenza di clasti verticalizzati, isorientati e/o embricati) provano in modo indiretto che le coltri detritiche hanno subito un movimento di discesa lungo i versanti più o meno significativo (cfr. Capitoli 3 e 5).

Capello (1963) e Fioraso & Spagnolo (2009) hanno evidenziato che gran parte delle coltri detritiche mostrano nell'insieme caratteristiche che testimoniano attualmente una relativa stabilità morfologica dei *block stream*. Infatti, secondo tali Autori, l'uniformità del grado di alterazione dei blocchi peridotitici, la regolare distribuzione della copertura lichenica e l'assenza di anomalie nello sviluppo della vegetazione arborea sporadicamente presente sulla superficie di alcuni corpi detritici, indicano che per la maggior parte si tratta di fenomeni quiescenti, non in fase attiva.

Fioraso & Spagnolo (2009) hanno segnalato, tuttavia, la presenza di elementi che testimoniano attuali movimenti localizzati verso valle, elementi che risultano particolarmente significativi per definire un modello evolutivo affidabile per queste singolari fenomenologie di versante. Anche Capello (1963) era convinto che alcuni corpi detritici fossero ancora soggetti a movimenti e, per verificare l'esistenza e l'entità degli spostamenti, creò su alcune lingue detritiche un semplice sistema di monitoraggio costituito da allineamenti di pietre colorate di bianco a lacca. Purtroppo, non esistono rendiconti di osservazioni nel tempo relativi a tale sistema di monitoraggio artigianale, né è stato possibile rintracciare durante i rilievi di terreno gli allineamenti di pietre colorate di bianco per formulare, a distanza di circa 45 anni, considerazioni su eventuali spostamenti di tali allineamenti.

L'analisi dello stato di attività delle coltri detritiche del CUL assume un particolare significato nella definizione sia delle caratteristiche evolutive attuali dei *block stream* sia dei processi che agiscono o hanno agito durante lo sviluppo di tali coltri. Pertanto, nel presente capitolo vengono innanzitutto analizzati gli elementi indiretti che indicano l'esistenza potenziale di movimenti attuali e recenti che interessano, o hanno interessato, le coltri detritiche del CUL. Successivamente, grazie alle nuove tecnologie della interferometria satellitare, vengono effettuate alcune elaborazioni su set di dati relativi al decennio 1992-2001 per verificare l'esistenza di movimenti dei *block stream* in tale intervallo di tempo, valutandone l'entità con precisione millimetrica.

6.2 ANALISI DELLE EVIDENZE DI MOVIMENTO INDIRETTE

Uno degli aspetti più controversi legato allo studio delle coltri detritiche del CUL riguarda l'analisi del loro stato di attività. Infatti, riveste un ruolo cruciale comprendere se tali formazioni hanno subito un trasporto, di quale tipo, con quali meccanismi e con quali tempi. Fondamentale in tal senso è l'analisi dello stato di attività attuale e recente di tali depositi. Valutare l'eventuale presenza di movimenti in atto, stimandone l'entità, consentirebbe di inquadrare i meccanismi cinematici nel contesto geologico, geomorfologico e climatico attuale.

Negli studi precedenti effettuati sulle coltri detritiche del CUL, gli Autori descrivono i principali elementi che consentono di definire indirettamente lo stato di attività. Capello (1963), analizzando le singole "colate detritiche", afferma che *"i campi di pietre ed i caos rocciosi della Valdellatorre sono abbastanza estesi ma non molto ben definiti. Per la maggior parte si tratta di formazioni statiche, non in fase evolutiva, formazioni che non hanno dato luogo a colate rilevanti e perciò sono rimaste alla prima fase di sviluppo, cioè della raccolta ordinata di materiali. Le piccole colate di pietre rappresentano una fase di sviluppo intermedia che non ha potuto evolversi morfologicamente nelle forme maggiori"*. Nei corpi detritici presenti sui versanti del bacino del T. Ceronda e della bassa Valle di Viù, Egli identifica le *"ondate pietrose"* a cui attribuisce un'origine legata a movimenti *"come se il detrito fosse stato animato da una successione di spinte sin dall'inizio della sua formazione. Questa disposizione non è dovuta a particolari condizioni del substrato roccioso ma allo scorrimento dei campi di neve o dei glacio-nevati ricoperti del manto pietroso"*. Riferisce, inoltre, anche di episodi di rapido sopravanzamento del margine frontale di alcuni *block stream* su aree prative adibite a pascolo nel settore di Maddalene.

Al fine di indagare gli ipotetici movimenti in atto delle coltri detritiche del CUL, Capello installò su tre colate detritiche della bassa Valle di Viù un rudimentale sistema di controllo costituito da allineamenti di pietre colorate di bianco a lacca. Osservando e misurando nel tempo la deformazione di tali allineamenti ci si sarebbe resi conto sia dell'esistenza dei movimenti sia della loro entità. In particolare, uno dei tre corpi detritici era stato scelto per studiarne gli eventuali movimenti che hanno comportato lo spostamento dei tralicci ENEL poggianti sul detrito stesso. Sfortunatamente non sono stati ritrovati documenti che attestino tali osservazioni o misurazioni ripetute nel tempo, né sono stati ritrovati, durante i rilievi di terreno effettuati nel corso del presente studio, gli allineamenti di pietre colorate. Il ritrovamento del sistema di monitoraggio installato da Capello avrebbe consentito di valutare la somma degli eventuali spostamenti avvenuti sui tre corpi detritici nel periodo 1962÷2009. Anche l'osservazione delle basi dei tralicci ENEL non ha consentito di stimare alcun tasso di movimento; anzi, tali basi, costituite da anelli in cemento armato circondati da muretti a secco, non presentano alcuna lesione (FIG. 6.1), in accordo con quanto riferito da ex-dipendenti ENEL che indicano le cause dello spostamento dei tralicci della nuova linea che attra-



FIG. 6.1 - Base di appoggio in calcestruzzo dei tralicci della vecchia linea elettrica, ora dismessa, costruita sul deposito detritico nell'impluvio tra le loc. Arbarai e Mombas (versante destro della Valle di Viù).

versa il Passo della Croce legate a motivi differenti dall'instabilità delle coltri detritiche (Re Fiorentin, 2008, comunicazione personale).

Fioraso & Spagnolo (2009) affermano che le coperture detritiche del CUL sono caratterizzate da numerosi indizi di movimento pregressi ed in atto che confermerebbero che questi fenomeni sono in taluni casi tuttora in lenta ma graduale evoluzione. Tali Autori basano le loro affermazioni sull'osservazione dei rapporti geometrici delle lingue detritiche con i limiti stratigrafici e tettonici del CUL, sull'analisi della distribuzione delle diverse facies peridotitiche all'interno dei depositi

detritici allungati, sulle caratteristiche tessiturali del complesso superiore, sulla presenza di caratteristici elementi morfologici e sull'osservazione della distribuzione e dimensione dei talli lichenici. Inoltre, gli stessi Autori affermano che *"in assenza di misurazioni dirette effettuate sui singoli blocchi, non è al momento possibile valutare la velocità di traslazione delle coltri detritiche: tuttavia, in base ai rapporti con le unità di modellamento fluviale presenti nella bassa Valle di Lanzo e alle dislocazioni rilevate su alcuni manufatti antropici, i tassi di movimento delle fronti di alcuni block stream possono essere stimate in alcuni millimetri all'anno"*.

I rilevamenti effettuati nel corso del presente studio hanno consentito di verificare alcune delle affermazioni di tali Autori. In particolare, è stato osservato come le fronti di alcuni *block stream* intersechino e attraversino per lunghi tratti aree caratterizzate da una diversa composizione litologica del substrato. A questo proposito, l'esempio più eclatante è fornito dal *block stream* ubicato sul versante occidentale del M. Colombano la cui fronte sopravanza di circa 700 m la Zona di Taglio Colle Lunella -Colle Portia che separa le peridotiti del M. Colombano, a est, da una scaglia di serpentiniti, metabasiti e calcescisti, a ovest.

In altri casi è stato possibile verificare la giustapposizione tra *block stream* di composizione peridotitica e fasce detritiche di diversa composizione litologica provenienti da affioramenti di substrato di composizione corrispondente ubicati più a monte. Ciò indica che il materiale di diversa provenienza e composizione ha subito inevitabilmente un trasporto senza tuttavia subire il mescolamento dei diversi tipi di clasti.

Come descritto nel Capitolo 5, solo occasionalmente sono state osservate caratteristiche tessiturali nel complesso superiore dei *block stream* del CUL identificative di movimenti delle coltri detritiche. Rari, infatti, sono i fenomeni di embricazione o di isorientazione e verticalizzazione dei blocchi. Tuttavia, la frequente presenza di blocchi isolati di grandi dimensioni “galleggianti” sulla superficie dei *block stream* (FIG. 6.2), unitamente alle strutture gradate rilevate all'interno delle coltri superficiali, testimoniano la presenza di fenomeni di vagliatura (*sieve selection*) della frazione detritica per effetto del suo lento movimento verso valle.

Quest'ultimo è inoltre confermato dai frequenti casi di autoframmentazione dei blocchi rilevati sulla superficie dei *block stream* che si manifestano con la rottura, la disgiunzione e la disarticolazione dei blocchi peridotitici: il distacco avviene solitamente lungo fratture o discontinuità mineralogiche primarie che talvolta si presentano relativamente fresche e non ancora intaccate dall'alterazione superficiale (FIG. 6.3).

Sulle superfici dei blocchi non sono mai state osservate strie meccaniche (indicanti movimenti differenziali tra i clasti) e solo localmente sono state osservate tracce di impatto di singoli blocchi rotolati per alcune decine di metri sulle coltri detritiche. Inoltre, sono stati osservati localizzati cedimenti verticali di varia entità nella lastratura dei sentieri che attraversano in più punti e a quote diverse i *block stream*. In taluni casi, i tratti lastricati si interrompono in corrispondenza di fasce detritiche caratterizzate da un minor grado di alterazione superficiale, da una maggiore mobilità dei blocchi e da una copertura lichenica spesso assente o poco sviluppata, elementi chiaramente indicativi di una mobilitazione piuttosto recente del detrito. Tali indizi sono confermati da quanto riportato dai frequentatori di tali percorsi che indicano la



FIG. 6.2 – Blocco peridotitico di 20 m³ circa “galleggiante” sui depositi detritici dell'esteso *block stream* ubicato sul versante settentrionale del M. Druina (incisione tra le località Arbarai e Mombas).



FIG. 6.3 – Esempio di autoframmentazione di un blocco peridotitico con scorrimento verso valle della parte superiore.

presenza di piccole modificazioni nel tempo dei tracciati (Re Fiorentin, comunicazione personale).

In conclusione, le evidenze di movimento delle coltri detritiche sono numerose ma controverse. Infatti, risulta difficile comprendere quali meccanismi abbiano contribuito alla loro dinamica e, soprattutto, se tali movimenti siano generalizzati o localizzati, antichi o recenti/attuali. Gli elementi raccolti sembrano indicare la presenza di movimenti diacroni e a carattere locale, alcuni avvenuti in tempi recenti. Questi aspetti verranno ripresi nel Capitolo 7 al fine di fornire indicazioni interpretative sui cinematismi e sui tempi che hanno caratterizzato l'evoluzione dei *block stream*.

6.3 ANALISI INTERFEROMETRICHE RADAR DEI DATI PS-InSAR™

Al fine di verificare l'esistenza di movimenti attuali o recenti che interessano le coltri detritiche del CUL si è fatto ricorso all'analisi interferometrica utilizzando dati radar satellitari. Le tecniche di interferometria radar satellitare hanno la capacità di identificare movimenti della superficie terrestre, anche di piccola entità (millimetrica e sub-millimetrica). Attualmente, sono utilizzati differenti metodi di elaborazione interferometrica e uno dei più recenti e promettenti è il metodo dei *Permanent Scatterers* (PS-InSAR™) proposto da Ferretti et al. (2001).

Prima di entrare nel dettaglio dell'analisi si ritiene utile qui di seguito sintetizzare alcuni concetti base relativi al metodo PS-InSAR™ (le informazioni descritte derivano da TRE, 2008). Ulteriori informazioni relative alle caratteristiche orbitali delle acquisizioni dati ed alla interferometria radar sono riportate in Appendice al presente capitolo, a cui si rimanda anche per gli approfondimenti e la spiegazione di alcuni termini introdotti nei paragrafi seguenti.

6.3.1 I PERMANENT SCATTERERS (PS) E LA TECNICA PS-InSAR™

I diffusori permanenti (*Permanent Scatterers*, PS) sono bersagli radar che, illuminati dal satellite, restituiscono verso di esso (retro-diffusione, *back-scattering*) un segnale di risposta elettromagnetica ("firma radar") caratterizzato da una elevata stabilità nel tempo e per questo definito permanente. I PS corrispondono ad elementi artificiali o naturali già esistenti sulla superficie terrestre quali, ad esempio, porzioni di edifici (terrazzi, tetti), monumenti, strade, linee ferroviarie, antenne, pali, strutture metalliche oppure affioramenti rocciosi, coni e falde detritiche. Questi punti vengono individuati mediante un complesso algoritmo di elaborazione numerica dei segnali, ideato dal gruppo SAR del Politecnico di Milano alla fine degli anni '90 del XX sec. e perfezionato da TRE (*spin-off* dello stesso Politecnico).

Il sistema radar è in grado di determinare, ad ogni passaggio sull'area di interesse, la distanza esistente tra il sensore ed il bersaglio a terra. Se il bersaglio si trova in un'area sottoposta a fenomeni deformativi superficiali, il sensore rileverà, tra una acquisizione e l'altra, una variazione delle distanza

senso-bersaglio lungo la linea di vista del satellite (LOS) e quindi il suo spostamento con precisione millimetrica (FIG. 6.4).

I PS offrono una copertura territoriale ampia, anche migliaia di km². La densità spaziale dei PS risulta variabile a seconda del sensore utilizzato per l'analisi, dell'uso del suolo e della morfologia del terreno (deformazioni prospettiche). In generale, i PS raggiungono una densità molto elevata (>100 PS/km²) in corrispondenza dei centri urbani e delle aree antropizzate, mentre sono assenti nelle zone vegetate o innevate (a causa della decorrelazione temporale).

La tecnica PS-InSARTM è basata sul fatto che un piccolo sottoinsieme di bersagli radar (PS) è praticamente immune agli effetti di decorrelazione geometrica (in quanto i PS sono molto più piccoli di una cella di risoluzione) e temporale (sono stabili nel tempo). Tali bersagli preservano coerenza di fase e possono essere utilizzati per ricostruire e compensare efficacemente il disturbo atmosferico sull'intera immagine radar, sfruttando il fatto che le condizioni atmosferiche variano lentamente nello spazio e non sono correlate nel tempo. Affinché ciò sia possibile è necessario disporre di *dataset* di almeno 25-30 immagini e che la densità spaziale di PS sia sufficientemente elevata (> 5 PS/km²).

Tutte le misure di spostamento associate a ciascun PS sono di tipo differenziale, ovvero riferite spazialmente ad un punto a terra di coordinate note (*reference point*, REF) e temporalmente alla data di acquisizione della prima immagine. Le informazioni di movimento fornite dai PS sono pertanto relative e non assolute. Inoltre, per le particolari caratteristiche della tecnologia utilizzata, l'analisi PS-InSARTM consente di apprezzare con grande precisione movimenti deformativi lenti, con velocità di spostamento lungo la LOS tipicamente inferiori a circa 20 cm/anno.

Le misure di spostamento sono rilevate lungo la LOS e tale valore è tanto minore quanto più la direzione del vettore spostamento reale si discosta dalla direzione di puntamento del sensore. Al limite, se il moto reale avviene lungo la perpendicolare alla linea di vista del satellite, lo spostamento misurato dal radar risulta essere nullo. A causa della geometria di acquisizione descritta in Appendice, la componente del moto lungo la direzione nord-sud non è rilevabile dai sistemi SAR.

I dati SAR, siano essi acquisiti in geometria ascendente o discendente, sono elaborati mediante l'algoritmo in modo da fornire la velocità media annua di ogni PS, calcolata a partire dai valori di spostamento misurati lungo la linea di vista del sensore, acquisizione dopo acquisizione. I vettori di velocità stimati nelle due differenti geometrie possono mostrare modulo e verso differenti.

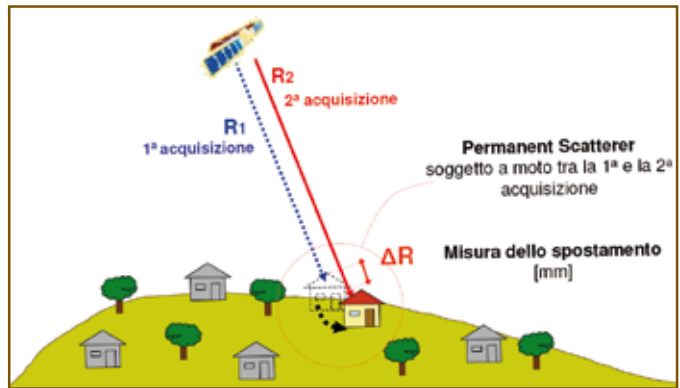


FIG. 6.4
Schema della tecnica PS-InSARTM (TRE, 2008). Dettagli nel testo.

Per convenzione, è attribuito il segno positivo alle misure di spostamento o di velocità riferiti a moti in avvicinamento al satellite mentre il segno negativo per moti in allontanamento dal satellite. L'esistenza di PS con valori di velocità ascendente e discendente di segno opposto permette di individuare se il fenomeno investigato comporta componenti del moto anche in direzione orizzontale. Combinando opportunamente i dati di entrambe le geometrie è possibile calcolare la componente orizzontale lungo l'asse est-ovest.

	PRECISIONE (1σ)
Coordinata Nord	± 2 m
Coordinata Est	± 5 m
Quota elissoïdica	$\pm 1,5$ m
Velocità media di spostamento	± 1 mm/anno
Misure diff. di spostamento	± 5 mm

TAB. 6.1 – Precisione (σ = deviazione standard) delle misure fornite per i PS con dataset di 40 immagini e distanza dal REF < 2 km.

In **TAB. 6.1** sono riportati i valori di precisione del dato PS validi per punti distanti dal REF meno di 2 km in caso di dataset composto da almeno 40 immagini.

La velocità media del PS, calcolata nell'intervallo di acquisizione delle immagini elaborate ed in relazione al punto di riferimento, è gravata da errori legati al disturbo atmosferico ed al rumore di decorrelazione.

L'errore è minore quanto maggiore è il numero di acquisizioni a disposizione. A causa della variabilità delle sorgenti di errore non è possibile calcolare una legge generale di propagazione dell'errore e pertanto per ogni PS vengono forniti i parametri di qualità (coerenza e deviazione standard) che consentono di valutarne la distribuzione caso per caso.

6.3.2 VANTAGGI E LIMITI DELLA TECNICA PS-InSAR™

I principali vantaggi della tecnica PS-InSAR™ applicata allo studio delle deformazioni della superficie terrestre, sono:

- superamento dei problemi della interferometria D-InSAR in quanto tramite i PS, immuni dagli effetti di decorrelazione, è possibile eliminare il disturbo atmosferico;
- misurazione di deformazioni della superficie terrestre di entità millimetrica su vaste aree;
- misurazione di movimenti in 2D (verticale ed orizzontale in direzione E-W);
- disponibilità di serie storiche di dati (per ERS1 ed ERS2 dal 1992 al 2001).

I principali limiti della tecnica PS-InSAR™, sono:

- assenza di misure in aree prive di bersagli radar;
- assenza di informazioni sugli spostamenti in direzione N-S;
- elevato *revisiting time* (35 giorni per ERS 1 e 2) che limitano l'applicabilità della tecnica a movimenti caratterizzati da velocità di spostamento annuo di ordine centimetrico.

Quest'ultimo aspetto è collegato strettamente alla ambiguità della misura a causa della cosiddetta "equivocazione di fase". Infatti, la tecnica SAR consente di valutare con precisione millimetrica variazioni di distanza sensore-bersaglio pari ad una frazione della lunghezza d'onda. Così, se il bersaglio si muovesse

esattamente di mezza lunghezza d'onda ($\lambda/2$) tra una rilevazione e la successiva (pari a 2,8 cm ogni 35 giorni per i satelliti ERS) il bersaglio risulterebbe fermo. Il fattore $\lambda/2$ tiene conto del fatto che il segnale percorre per due volte lo stesso cammino (dal sensore al bersaglio e ritorno). Pertanto la distanza massima misurabile tra un'acquisizione e la successiva è pari a $\lambda/4$ (1,4 cm) e sotto l'ipotesi ideale di acquisizioni regolari e di moto del PS perfettamente lineare, è possibile misurare velocità annue massime pari a circa 140 mm/anno.

Un altro aspetto particolarmente importante che deve essere tenuto in considerazione prima di iniziare l'analisi PS è legato alla probabilità di individuazione dei PS stessi. Ciò è funzione della presenza di buoni diffusori elettromagnetici al suolo e delle deformazioni prospettiche. Tali deformazioni derivano dalla configurazione geometrica reciproca satellite-superficie topografica. Infatti, esistono delle vere e proprie zone d'ombra nei settori con rilievi sulla superficie terrestre del tutto invisibili al satellite che, quindi, non sarà in grado né di illuminare con il segnale radar né tanto meno di leggerne il segnale retro-diffuso.

Tale aspetto è particolarmente importante quando si considera la distribuzione dei PS in un'area, soprattutto nel caso in cui si confrontano settori con velocità differenziali. Infatti, aree contigue con densità differenti di PS potranno essere interpretate erroneamente a seconda che la minore presenza di PS sia dovuta a velocità di spostamento fuori scala o alla mancanza di diffusori permanenti al suolo.

Colombo et al. (2007), hanno analizzato tali aspetti nell'area oggetto di studio nel corso della verifica di un modello sperimentale che definisce la probabilità di trovare PS in una data zona, considerando la configurazione geometrica del satellite e l'uso del suolo. In **FIG. 6.5a** è riportato uno stralcio del risultato del modello che indica in nero le aree in *layover* e *shadowing* per un'orbita discendente. Tali settori non sono visibili al satellite che quindi non è in grado di riconoscere PS al suolo. In **FIG. 6.5b** è riportata la mappa precedente sovrapposta alla copertura dell'uso del suolo il cui risultato è una carta semaforica in

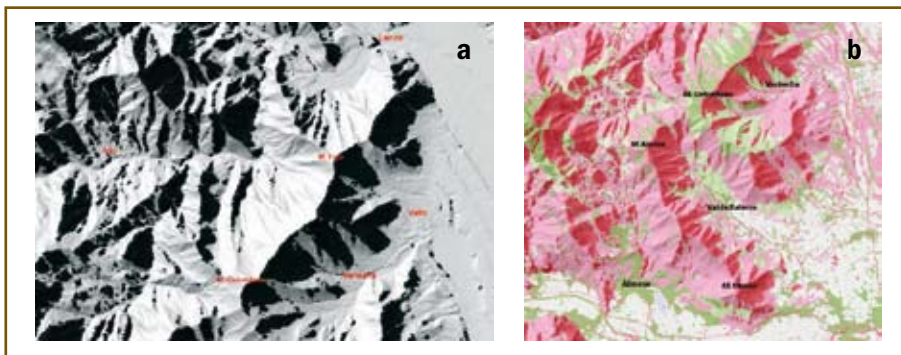


FIG. 6.5 – a) Analisi delle deformazioni prospettiche legate ad un'orbita ERS discendente nell'area di studio (in nero i versanti non illuminati dal satellite); b) analisi della probabilità (crescente dal rosso al verde) di reperimento di PS nell'area di studio ottenuta dalla intersezione delle deformazioni prospettiche con la carta dell'uso del suolo (Colombo et al., 2007). Dettagli nel testo.

cui i colori indicano la maggiore (in verde), o minore (in rosa), o nulla (in rosso) probabilità di trovare PS nel corso delle elaborazioni.

Come si osserva nelle suddette immagini non è possibile confrontare PS di uno stesso *dataset* che si trovino a nord ed a sud dello spartiacque principale. Da tale configurazione nasce la necessità di considerare contemporaneamente più *dataset* di PS anche se ciò comporta un aumento degli errori nella valutazione degli spostamenti e quindi delle velocità dei PS stessi.

6.4 ANALISI PS-InSAR™ NELL'AREA DEL CUL

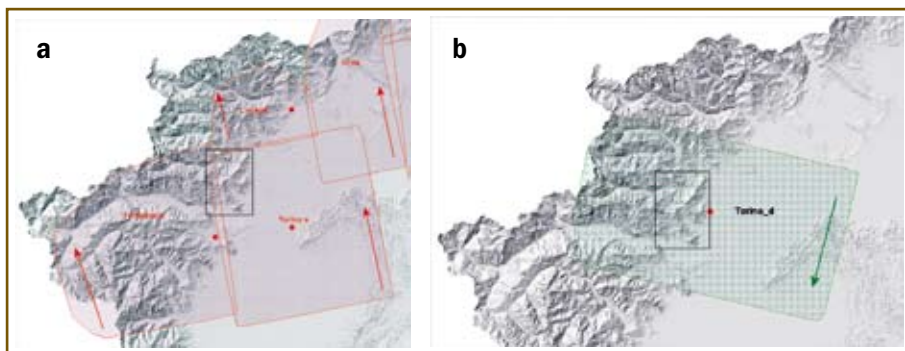
6.4.1 ANALISI DELLE VELOCITÀ MEDIE

Al fine di verificare gli eventuali movimenti in atto nel periodo 1992-2001 che hanno coinvolto le coltri detritiche oggetto di studio, è stata condotta un'analisi di dettaglio dei PS ricadenti nell'area del CUL. È stata anche effettuata una verifica con i dati a scala più ampia disponibili in letteratura i cui risultati sono riportati in Appendice a questo capitolo.

L'area di interesse è compresa in tre *dataset*, due relativi ad orbite ascendenti (Torino_a, Fenestrelle, **FIG. 6.6a**) ed uno relativo ad un'orbita discendente (Torino_d, **FIG. 6.6b**). Quest'ultimo *dataset* è stato successivamente riprocessato (dalla ditta fornitrice dei dati) considerando un punto di riferimento prossimo all'area del CUL in quanto i dati, inizialmente, erano gravati da errori troppo elevati. Si dispone così di un quarto *dataset* (Torino_reproc), riferito sempre ad un'orbita discendente, che comprende totalmente l'area di studio.

Degli oltre 700.000 PS totali dei quattro *dataset* ne sono stati considerati 44881 (circa il 6%), ricadenti nel settore montano compreso tra la bassa Valle di Susa e la Valle di Viù. Dall'analisi sono stati esclusi tutti i settori di fondovalle principale o ad andamento pianeggiante al fine di concentrare l'attenzione solo sugli eventuali movimenti di versante (**FIG. 6.7**). In seguito è stata effettuata una serie di selezioni dei dati PS, elaborandoli di volta in volta, con grado crescente di affidabilità. Poiché la precisione dei valori di velocità, nelle

FIG. 6.6
Dataset
ascendenti
(a) e discendente
(b) considerati
nell'analisi dei
PS nell'area
di interesse
(rettangolo
nero). I punti
rossi indicano il
reference point di
ciascun dataset.



migliori condizioni, è di ± 1 mm/anno (cfr. **TAB. 6.1**), sono stati inizialmente selezionati i PS con velocità¹ ≥ 1 e ≤ -1 mm/anno e successivamente con velocità ≥ 2 e ≤ -2 mm/anno al fine di evitare di considerare valori che fossero poco significativi. Infine, sono state effettuate ulteriori selezioni considerando un valore di coerenza pari a 0,75, valore ritenuto sufficientemente elevato per descrivere PS di qualità medio-alta (indipendentemente dal valore della deviazione standard di cui, in questa analisi, non si è tenuto conto).

In **TAB. 6.2** sono riportati i risultati di tali selezioni da cui si evince come il numero di PS analizzati si riduca notevolmente, passando da 44881 a 1146. In tutte le selezioni, tuttavia, una percentuale variabile tra l'84,6 ed il 91,4% dei PS ricade all'interno delle coltri detritiche di interesse (*block field*, *block stream*, *block field & stream*, vegetati e non) evidenziandone l'ottima riflettività radar. Considerando solo le velocità dei PS ricadenti all'interno delle coltri detritiche, si osserva che i valori medi sono compresi tra -1,2 e -2,7 mm/anno e se si considerano solo i valori con coerenza $\geq 0,75$ i valori medi sono di -1,4 (per velocità ≥ 1 mm/anno) e -2,3 mm/anno (per velocità ≤ -2 mm/anno). Anche considerando il *dataset* completo di PS (indipendentemente dalle velocità e dalla coerenza), si osserva una generale prevalenza di valori negativi. Infatti, i valori minimi di velocità oscillano tra -0,10 e -9,22 mm/anno (media -5,41); i valori massimi oscillano tra 0,10 e 3,30 mm/anno (media 2,11), mentre i valori medi di velocità sono compresi tra -0,68 e 1,35 mm/anno (media -1,80). In **FIG. 6.8** sono riportati il grafico e la tabella delle medie dei valori minimi, massimi e medi di velocità (in mm/anno) calcolati per le diverse selezioni di PS. Come si può osservare dal grafico, i valori evidenziano una scarsa dispersione essendo i valori medi delle velocità massime compresi tra 1,67 e 2,18 mm/anno, i valori medi delle velocità minime compresi tra -4,48 e -5,54 mm/anno ed i valori medi delle velocità medie tra -0,65 e -1,88 mm/anno.

La distribuzione spaziale della velocità dei PS nell'area indagata evidenzia due aspetti importanti (**FIG. 6.9**): 1) la generale prevalenza di movimenti negativi (in allontanamento dal satellite in direzione della LOS) e 2) la presenza

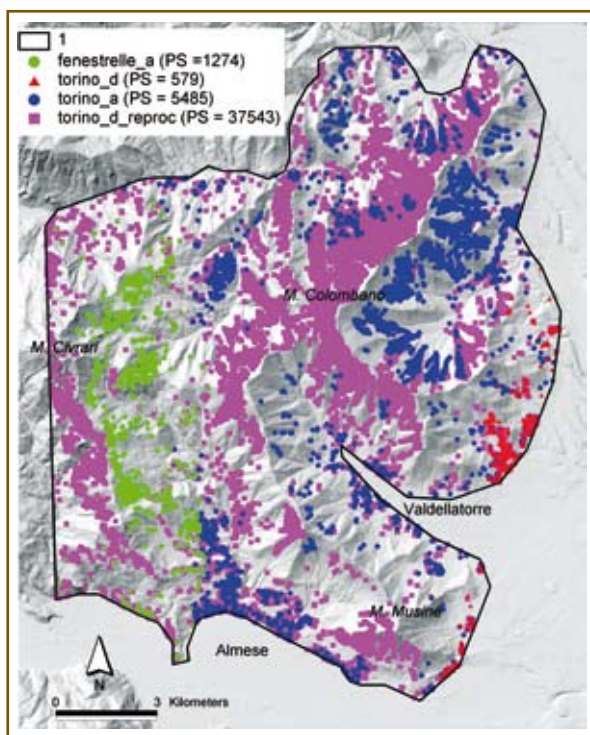


FIG. 6.7 - Distribuzione dei PS nell'area di studio (1) distinti per i quattro dataset considerati (in parentesi è indicato il numero di PS analizzati nel dataset).

¹ Nel testo si fa riferimento sempre a velocità medie annue calcolate dividendo lo spostamento totale misurato in mm nell'intervallo disponibile dei 10 anni (dal 1992 al 2001) per l'intervallo temporale stesso.

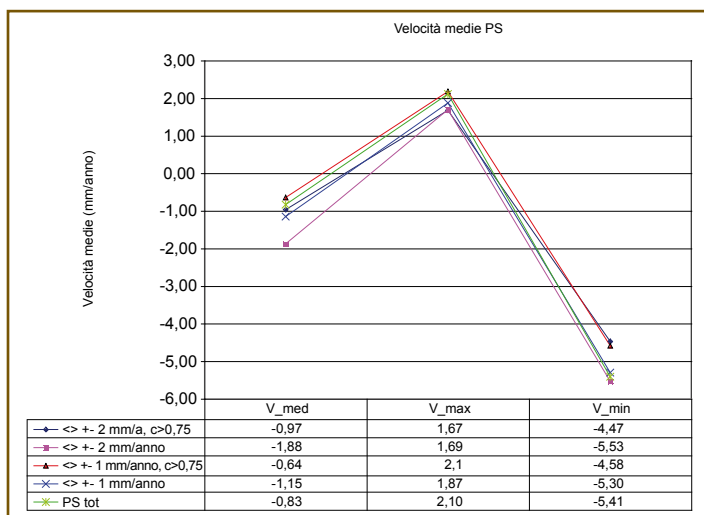
ANALISI DELLO STATO DI ATTIVITÀ DELLE COPERTURE DETRITICHE DEL CUL

COPERTURA	PS	%	V_MED	V_MAX	V_MIN	PS <> ±1 mm/anno	%	V_MED	V_MAX	V_MIN	PS <> ± 1 mm/anno (COERENZA ≥ 0,75)
Affioramento Substrato (AS)	1770	4,9	-0,92	3,30	-6,92	973	5,0	-1,21	3,30	-6,92	311
Block Field (BF)	6459	18,0	-1,47	2,70	-7,13	4554	23,5	-1,85	2,70	-7,13	770
Block Field Vegetato (BFV)	1591	4,4	-1,23	1,50	-6,81	885	4,6	-1,68	1,50	-6,81	186
Block Stream (BS)	13777	38,5	-1,02	2,33	-7,09	5979	30,9	-1,56	2,33	-7,09	2268
Block Stream Vegetato (BSV)	587	1,6	-1,16	0,10	-3,89	319	1,6	-1,64	-1,00	-3,89	78
Block Field & Stream (BFS)	10328	28,8	-1,17	2,30	-9,22	5962	30,8	-1,54	2,30	-9,22	2467
Copertura Detritica Discontinua (CDD)	690	1,9	-1,09	2,90	-5,50	439	2,3	-1,43	2,90	-5,50	140
Talus (TA)	486	1,4	-0,68	3,20	-5,28	213	1,1	-0,94	3,20	-5,28	96
Talus Vegetato (TAV)	90	0,3	-0,94	0,26	-2,17	34	0,2	-1,42	-1,02	-2,17	3
nd	31	0,1	1,35	2,50	-0,10	21	0,1	1,73	2,50	1,00	21
tot_PS (in coperture)	35809	79,8	-0,83	2,11	-5,41	19379	82,5	-1,15	1,87	-5,30	6340
tot_PS analizzati	44881	100	valori medi			23484	100	valori medi			7600
PS analizzati (out coperture)	9072	20,2				4105	17,5				1260
COPERTURA	N° PS	%	V_MED	V_MAX	V_MIN	N° PS	%	V_MED	V_MAX	V_MIN	N° PS
BF+BS+BFS	30564	85,4	-1,2	2,4	-7,8	16495	85,1	-1,7	2,4	-7,8	5505
BFV+BSV	2178	6,1	-1,2	0,8	-5,4	1204	6,2	-1,7	0,3	-5,4	264
tot PS	32742	91,435				17699	91,331				5769
media delle Velocità (mm/anno)			-1,2	1,6	-6,6			-1,7	1,3	-6,6	

TAB. 6.2 – Analisi complessiva dei dati PS compresi nell'area di studio selezionati in base ai valori di velocità media annua (V_{med} in mm/anno) e di coerenza. I PS sono stati raggruppati in base alla tipologia di copertura riconosciuta durante il rilevamento (tabella in alto) e successivamente rielaborati considerando solo quelli ricadenti sulle coltri detritiche oggetto di studio (tabella in basso).

FIG 6.8

Grafico della variabilità dei valori di velocità media (V_{med}), minima neg. (V_{min}) e massima pos. (V_{max}) calcolati per le diverse selezioni riportate in TAB. 6.2.



%	V_MED	V_MAX	V_MIN	PS <> ± 2 mm/anno	%	V_MED	V_MAX	V_MIN	PS <> ± 2 mm/anno (COERENZA ≥ 0,75)	%	V_MED	V_MAX	V_MIN
4,9	-0,06	3,30	-4,80	265	6,0	-1,67	3,30	-6,92	88	10,1	0,58	3,30	-4,80
12,1	-1,28	2,70	-6,22	1641	36,9	-2,74	2,70	-7,13	197	22,5	-2,15	2,70	-6,22
2,9	-1,45	1,50	-4,88	204	4,6	-2,80	-2,00	-6,81	30	3,4	-2,46	-2,03	-4,88
35,8	-1,36	2,20	-5,80	1098	24,7	-2,69	2,33	-7,09	235	26,9	-2,47	2,20	-5,80
1,2	-1,50	-1,00	-2,23	61	1,4	-2,52	-2,00	-3,89	6	0,7	-2,12	-2,00	-2,23
38,9	-1,39	2,30	-7,95	1015	22,8	-2,59	2,30	-9,22	271	31,0	-2,39	2,30	-7,95
2,2	-0,41	2,90	-5,50	128	2,9	-2,12	2,90	-5,50	30	3,4	0,21	2,90	-5,50
1,5	-0,11	3,20	-4,90	30	0,7	-1,99	3,20	-5,28	10	1,1	-0,14	3,20	-4,90
0,0	-1,11	-1,03	-1,15	2	0,0	-2,11	-2,04	-2,17	0	0,0	\	\	\
0,3	1,73	2,50	1,00	7	0,2	2,20	2,50	2,00	7	0,8	2,20	2,50	2,00
83,4	-0,65	2,18	-4,59	4451	82,3	-1,88	1,69	-5,54	874	76,3	-0,97	1,67	-4,48
100	valori medi			5406	100	valori medi			1146	100	valori medi		
16,6				955	17,7				272	23,7			
%	V_MED	V_MAX	V_MIN	N° PS	%	V_MED	V_MAX	V_MIN	N° PS	%	V_MED	V_MAX	V_MIN
86,8	-1,3	2,4	-6,7	3754	84,3	-2,7	2,4	-7,8	703	80,4	-2,3	2,4	-6,7
4,2	-1,5	0,3	-3,6	265	6,0	-2,7	-2,0	-5,4	36	4,1	-2,3	-2,0	-3,6
90,994				4019	90,294				739	84,554			
	-1,4	1,3	-5,1			-2,7	0,2	-6,6			-2,3	0,2	-5,1

di due zone in cui si hanno *cluster* di PS con velocità positiva (in avvicinamento al satellite in direzione della LOS). Il più esteso *cluster* di PS positivi è ubicato ad ovest del Col del Lis ed è costituito da 570 PS il cui involucro ha una direzione circa nord-sud, con velocità media pari a 1,60 mm/anno. La seconda area di concentrazione di PS positivi è in realtà costituita da due sottogruppi ubicati nella fascia pedemontana sud-orientale del CUL, il cui involucro ha una direzione NE-SW; l'insieme è costituito da 553 PS con velocità media pari a 2,11 mm/anno. Entrambe queste aree con movimenti positivi non interessano le coltri detritiche del CUL ad esclusione di 13 PS che ricadono nella parte frontale del *block stream* che lambisce la loc. Rivasacco nel Comune di La Cassa (versante orientale della P.ta Furnà, A in **FIG. 6.9**).

Selezionando i PS che ricadono nei settori interessati dalle coperture detritiche (con valori di velocità ≥ 1 e ≤ -1 mm/anno e coerenza $\geq 0,75$), si osserva che i versanti del CUL presentano complessivamente valori negativi, prevalentemente compresi tra -1 e -2 mm/anno (**FIG. 6.9**). Settori particolarmente

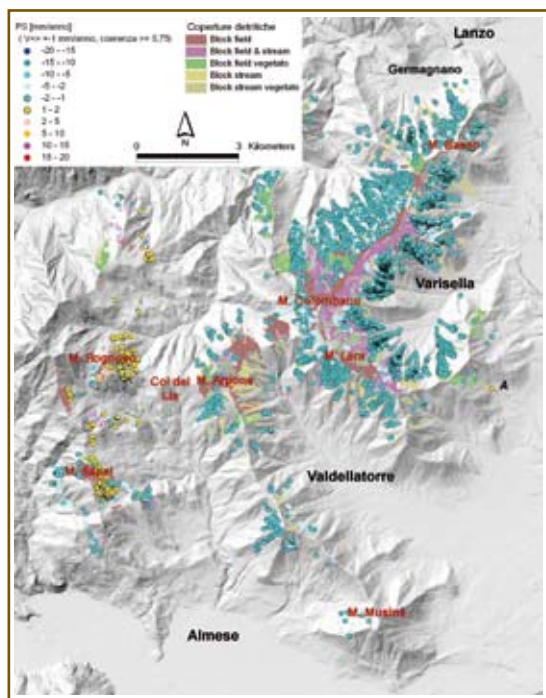


FIG. 6.9 – Distribuzione dei PS nell'area di studio. PS con $V_{med} \geq 1$ e ≤ -1 mm/anno e coerenza $\geq 0,75$. A: località Rivasacco (Com. La Cassa).

densi di PS risultano essere i versanti posti in corrispondenza della cresta spartiacque congiungente il M. Lera - M. Colombano - M. Basso. I valori positivi prevalgono nella fascia diretta N-S posta ad ovest del Col del Lis ed, in particolare, i principali *cluster* di PS positivi sono ubicati in prossimità del M. Rognosco e del M. Sapei (prevalenza di PS con velocità compresa tra 1 e 2 mm/anno).

Selezionando ulteriormente ed analizzando i PS con valori ≥ 2 e ≤ -2 mm/anno e coerenza $\geq 0,75$, si osserva che i 739 PS ricadenti all'interno delle coltri detritiche mantengono valori prevalentemente negativi. Solo l'area del M. Rognosco continua ad evidenziare valori positivi, compresi tra 1,85 e 2,70 mm/anno (*cluster* 29, **FIG. 6.10**, **TAB. 6.3**). Sui versanti del CUL, l'85% dei PS con velocità negativa ha una velocità compresa tra -2 e -3 mm/anno. La distribuzione spaziale dei PS negativi all'interno delle coltri stesse evidenzia concentrazioni nei settori medio-alti dei corpi detritici ad esclusione di tre depositi in cui si hanno PS

con velocità negativa anche nella parte frontale: 1) nel *block stream* ubicato sul versante occidentale del M. Arpone, in loc. Muande Mollar Bogna (tra le quote 1065÷1140 m slm circa, in corrispondenza del *cluster* 24 in **FIG. 6.10**); 2) nel *block stream* e nel *block field & stream* che dal versante occidentale del Truc della Bandolera raggiungono il fondovalle del R. delle Toglie (PS negativi tra le quote 845÷915 m slm circa, in corrispondenza del *cluster* 7 in **FIG. 6.10**); 3) nella parte frontale dell'esteso *block stream* che occupa la conca di Prata Margjai, sul versante settentrionale della cresta congiungente il M. Colombano ed il Roc Neir (PS tra le quote 780÷875 m slm circa, in corrispondenza del *cluster* 13 in **FIG. 6.10**).

In **TAB. 6.3** sono riportati i valori di velocità minima, media e massima calcolati per i principali *cluster* di PS individuati (**FIG. 6.10**). Il *range* dei valori medi indica una scarsa variabilità delle velocità medie annue che si attestano intorno ai -2,50 mm/anno. Tale valore varia di qualche centesimo di mm/anno se si considerano solo i PS ricadenti nell'area del CUL (media -2,49 mm/anno), solo quelli ricadenti sui versanti esposti a nord (media -2,51 mm/anno), sui versanti a sud (media -2,45 mm/anno), sui versanti esposti verso il quadrante est (media -2,56 mm/anno) e verso NW (media -2,60 mm/anno). Nessuna variazione significativa è stata osservata con la quota (ad es., i PS ricadenti al di sopra ed al di sotto dei 1200 m di quota hanno rispettivamente il valore medio di -2,49 e -2,50 mm/anno). Variazioni di qualche decimo di mm/anno si

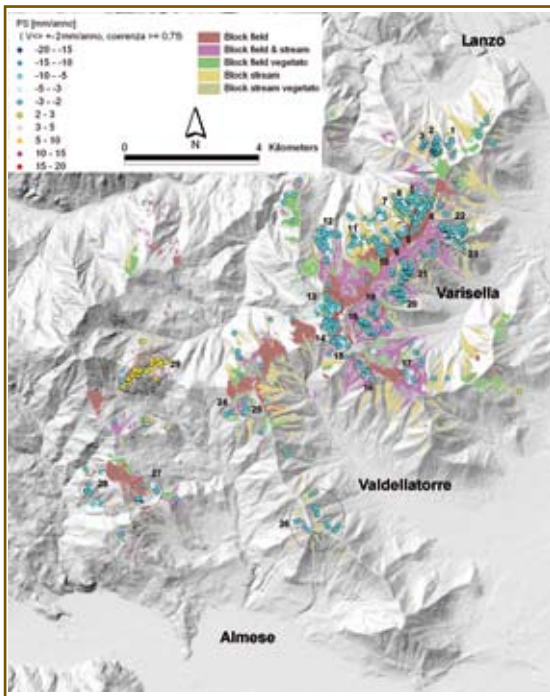


FIG. 6.10 – Distribuzione dei PS nell'area di studio. PS con $V_{med} \geq 2$ e ≤ -2 mm/anno e coerenza $\geq 0,75$. Le elaborazioni relative ai cluster di PS sono riportate in **TAB. 6.3**.

CLUSTER	N° PS	V_MED [mm/anno]	V_MIN [mm/anno]	V_MAX [mm/anno]
1	9	-2,36	-2,00	-3,30
2	30	-2,23	-2,00	-2,80
3	8	-2,30	-2,00	-3,30
4	30	-2,47	-2,02	-3,63
5	47	-2,55	-2,00	-5,45
6	36	-2,81	-2,04	-4,86
7	17	-2,64	-2,00	-4,17
8	7	-2,52	-2,04	-3,61
9	12	-2,60	-2,09	-3,28
10	15	-2,36	-2,02	-2,99
11	13	-2,50	-2,04	-3,39
12	33	-2,46	-2,01	-4,88
13	34	-2,70	-2,02	-5,00
14	21	-2,36	-2,06	-3,05
15	20	-2,61	-2,01	-3,91
16	11	-2,22	-2,00	-2,45
17	7	-3,64	-2,40	-5,20
18	25	-2,28	-2,00	-2,70
19	8	-2,19	-2,00	-2,40
20	22	-2,20	-2,00	-2,80
21	27	-2,17	-2,00	-2,80
22	80	-2,67	-2,00	-5,80
23	6	-2,57	-2,00	-3,50
24	7	-2,40	-2,13	-2,59
25	5	-2,58	-2,09	-3,05
26	20	-2,43	-2,00	-3,90
27	23	-2,69	-2,00	-3,60
28	21	-2,67	-2,07	-3,82
29	31	1,85	2,70	-5,85

sono osservate nei valori medi delle velocità medie annue dei raggruppamenti di PS ubicati sui versanti esposti a N e NW (media $-2,51$ mm/anno) rispetto a quelli ubicati sui versanti immergenti nel quadrante Sud (media $-2,31$ mm/anno). L'unico valore che si discosta nettamente è la velocità del cluster n. 17 (pari a $-3,64$ mm/anno), ubicato sul versante NE del M. Lera (q. 1110÷1250 m slm circa), alla testata del bacino del T. Ceronda.

6.4.2 ANALISI DELLE SERIE STORICHE

La tecnica PS-InSARTM consente di ricostruire, per ogni PS, la serie storica degli spostamenti misurati nel tempo. Infatti, le velocità medie elaborate nel paragrafo precedente derivano dal calcolo dello spostamento cumulato dal singolo PS mediato per l'intervallo di tempo misurato. Ciascun PS, nel periodo 1992÷2001 a cui si riferiscono i dati SAR, dispone mediamente di circa 90 misurazioni di spostamento. Da tali dati è possibile calcolare lo spostamento totale, la velocità media, la deviazione standard dei valori rispetto alla media ed eventuali tendenze.

In **FIG. 6.11a** è riportato il grafico delle serie storiche dei PS ricadenti all'interno delle coltri detritiche cartografate, caratterizzati da velocità ≥ 2 e ≤ -2 mm/anno e coerenza $\geq 0,85$ del dataset discendente riprocessato (torino_d-reproc) con punto di riferimento ubicato nel margine orientale dell'area del CUL. I

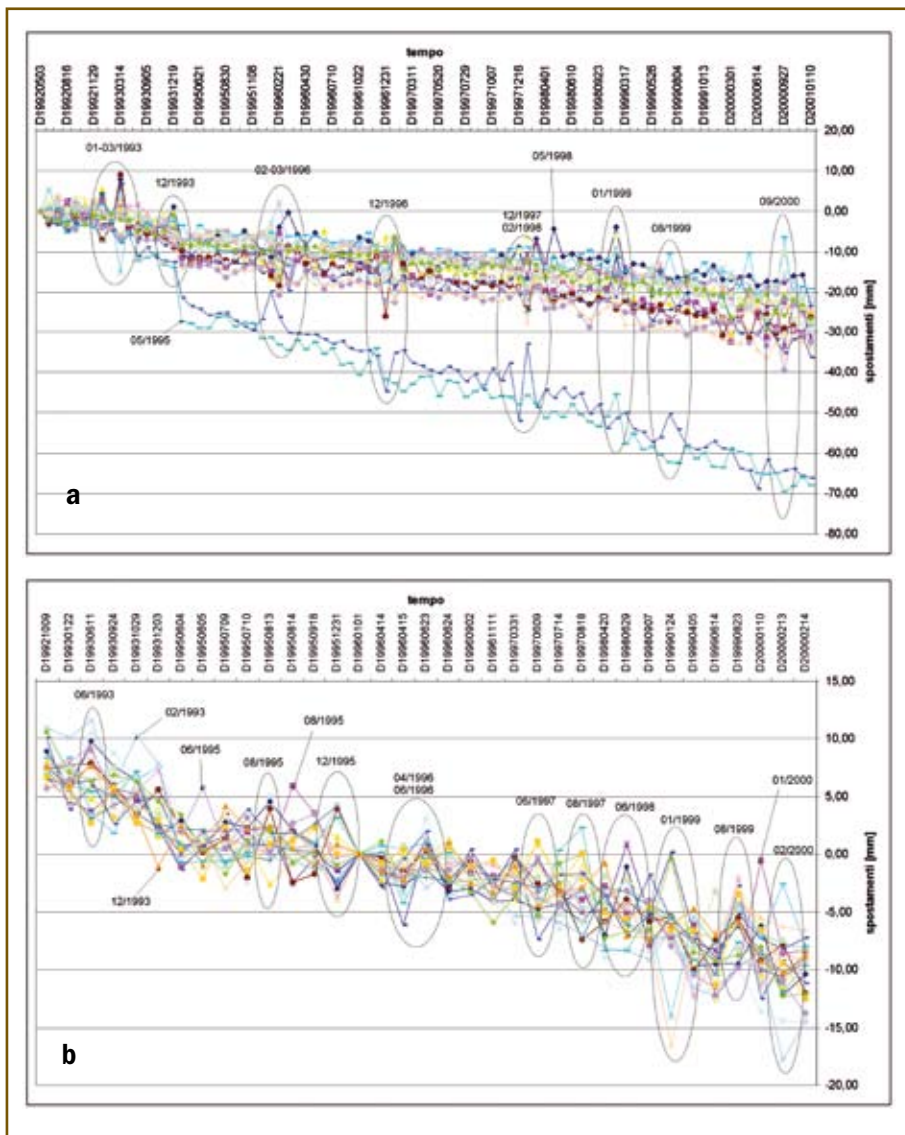
TAB. 6.3 – Analisi della velocità media (V_{med}), minima (V_{min}) e massima (V_{max}) dei cluster di PS con $V_{med} \geq 2$ e ≤ -2 mm/anno e coerenza $\geq 0,75$ (il numero identificativo del cluster si riferisce alla **FIG. 6.10**).

PS appartenenti a questo dataset sono prevalentemente distribuiti sui versanti settentrionali ed occidentali dell'area di studio. Tale selezione si è resa necessaria sia per sfolire la quantità di dati da elaborare e visualizzare nel grafico, sia per aumentare la precisione dei dati considerati.

Il principale aspetto interessante che evidenzia l'andamento complessivo delle curve è la presenza di periodici incrementi di spostamento che interessano in modo più o meno generalizzato tutti i PS selezionati. Il secondo aspetto riguarda la stagionalità di tali incrementi che avvengono principalmente nel periodo dicembre÷marzo. Dal grafico emerge anche che 2 dei 19 PS analizzati evidenziano un'accelerazione del moto a partire dal dicembre 1993, passando da circa -2,50 mm/anno (valore medio di tutti gli altri PS) a circa -8 mm/anno.

FIG. 6.11

Analisi delle serie storiche dei PS ricadenti all'interno delle coltri detritiche cartografate, caratterizzati da velocità medie ≥ 2 e ≤ -2 mm/anno e coerenza $\geq 0,85$ del dataset discendente riprocessato (a) e del dataset ascendente (b). In asse x sono indicate le date delle immagini SAR analizzate (AAAAMMGG). Dettagli nel testo.



I due suddetti PS sono ubicati in corrispondenza delle coltri detritiche presenti sul versante sud-occidentale del M. Sapei a circa 1000 m di quota (in prossimità del *cluster* 28 in **FIG. 6.10**).

Le caratteristiche evidenziate dagli andamenti degli spostamenti dei PS riportati in **FIG. 6.11a** rispecchiano l'andamento dell'intera popolazione di dati disponibile per il *dataset* discendente considerato (per un totale di 151 PS). Il quadro appare decisamente più confuso se si considera il *dataset* ascendente caratterizzato da 21 PS ricadenti all'interno delle coltri detritiche cartografate, caratterizzati da velocità medie ≥ 2 e ≤ -2 mm/anno e coerenza $\geq 0,85$. Tale *dataset* copre gran parte dei versanti esposti a sud-est dell'area di interesse. In **FIG. 6.11b** è riportato il grafico cumulativo delle serie storiche degli spostamenti di tali PS del *dataset* ascendente in cui risultano meno evidenti gli incrementi periodici precedentemente descritti. Inoltre, i *cluster* evidenziati nel grafico di **FIG 6.11b** si verificano prevalentemente nel periodo giugno-agosto, anche se con numerose eccezioni. Tuttavia, i principali incrementi di spostamento sono registrati nel gennaio 1999 e nel febbraio 2000.

6.4.3 CONSIDERAZIONI SUI RISULTATI DELL'ANALISI PS-InSAR™ NELL'AREA DEL CUL

Al termine dell'analisi dei dati PS-InSAR™ nell'area del CUL si rende necessaria una sintesi critica dei risultati.

Innanzitutto, è importante ricordare che i valori di velocità media annua (derivanti dall'analisi differenziale degli spostamenti nel tempo dei diffusori radar) sono relativi ad un singolo PS preso come riferimento. Tutti i valori sono relativi a tale punto, selezionato in modo oggettivo solo in base alle sue caratteristiche elettromagnetiche. Se il punto di riferimento è a sua volta in movimento (positivo o negativo) i valori di spostamento degli altri PS saranno "gravati" da questo disturbo. Il caso più emblematico è quello, ad esempio, del punto di riferimento con velocità, reale e negativa, maggiore degli altri PS: il risultato sarà che gli altri PS risulteranno tutti con velocità relativa positiva quand'anche abbiano spostamenti reali negativi.

Un secondo aspetto particolarmente importante da considerare quando si interpretano i risultati delle analisi PS è che gli spostamenti vengono analizzati lungo la LOS. La LOS è inclinata rispetto alla verticale e gli spostamenti dei PS che vengono letti sono in realtà una componente vettoriale di eventuali spostamenti reali. Inoltre, gli eventuali spostamenti lungo la direzione di spostamento orbitale del satellite non vengono rilevati dal sensore.

Considerando i due aspetti sopra menzionati è, quindi, importante ricordare che ogni *dataset* considerato nell'analisi nell'area del CUL è riferito ad un punto di riferimento diverso. Da ciò potrebbe derivare la coesistenza di spostamenti positivi e negativi osservata durante le elaborazioni. Inoltre, i *dataset* si riferiscono ad orbite sia ascendenti che discendenti che potrebbero identificare spostamenti positivi e negativi proprio in funzione del moto

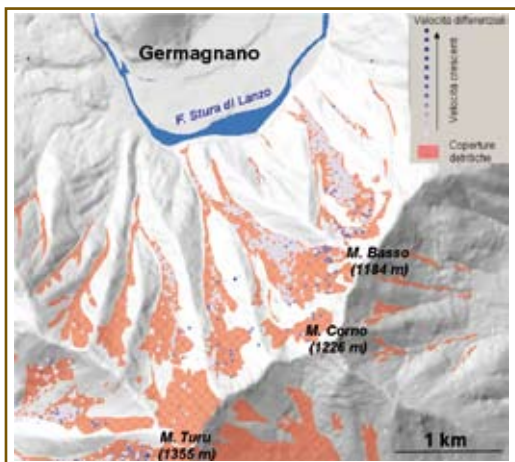


FIG. 6.12 - Distribuzione dei PS all'interno delle coltri detritiche del CUL (in rosso) distinti per velocità differenziale (settore a Sud di Germagnano). Dettagli nel testo.

orbitale dei satelliti (influenza della geometria orbitale sulla rilevazione della misura dello spostamento).

In sintesi, i valori numerici sono del tutto indicativi ed hanno significato solo se vengono considerate le differenze tra piccoli *cluster* di punti adiacenti che, gravati da un errore circa uguale, potrebbero indicare movimenti differenziali nell'area del *cluster* stesso.

Applicando tale approccio, si possono individuare alcuni *block stream* in cui effettivamente si osservano gradi di attività differente. In particolare, i corpi detritici di dimensioni maggiori presenti sul versante settentrionale del M. Basso, a sud di Germagnano, sono caratterizzati dalla presenza di PS con velocità maggiori nei settori medio-alti dei versanti (FIG. 6.12). Ciò

si verifica anche negli estesi *block field* presenti sul versante settentrionale in corrispondenza dello spartiacque principale. Le lingue detritiche che da questi campi di pietre hanno origine sono caratterizzate da velocità differenti nei diversi settori delle coltri stesse (particolarmente evidenti i *cluster* ubicati sulle due lingue che convergono in loc. Arbarai che presentano *cluster* di PS con velocità maggiori nei settori compresi tra 820 e 1050 m slm, A in FIG. 6.13). Movimenti significativi si riscontrano anche nella parte più settentrionale delle coperture detritiche ubicate sul versante occidentale del Truc della Bandiera (B in FIG. 6.13) e nei *block field & stream* ubicati sul versante occidentale del M. Colombano (C in FIG. 6.13).

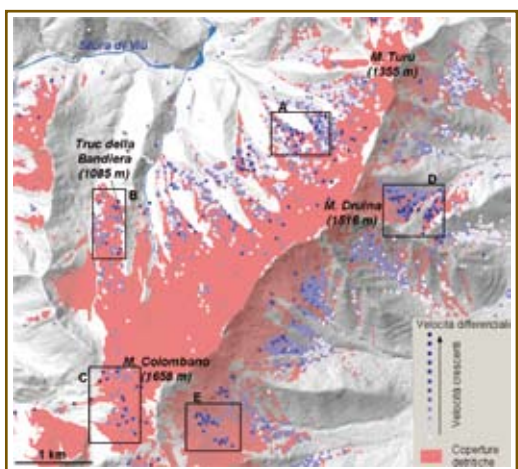


FIG. 6.13 - Distribuzione dei PS all'interno delle coltri detritiche del CUL (in rosso) distinti per velocità differenziale (settore dello spartiacque principale). Dettagli nel testo.

Anche i depositi detritici ubicati sui versanti del bacino del T. Ceronda evidenziano *cluster* di PS con movimenti maggiori nei settori medio-alti dei versanti anche se, generalmente, di entità inferiore rispetto a quelli presenti nei depositi detritici a nord dello spartiacque principale. Inoltre, nelle coperture detritiche del bacino del Ceronda, la distribuzione delle velocità dei PS denota una diminuzione graduale della velocità con il diminuire della quota e della pendenza. Solo in alcuni settori di tali depositi si evidenziano *cluster* di PS con velocità differenziali particolarmente marcate (nei depositi ubicati sul versante est del M. Druina, D in FIG. 6.13, e tra le quote 1200÷1350 m slm dell'esteso *block field & stream* ubicato sul versante orientale del M. Colombano, E in FIG. 6.13).

Sebbene talvolta i settori con velocità differenziale maggiore corrispondano alla presenza di elementi morfologici distintivi dei movimenti di flusso sulla superficie del complesso detritico superiore, non è ancora chiaro quale sia la vera entità del movimento. Per poter meglio discriminare i valori di velocità relativa all'interno delle coltri detritiche sono stati successivamente considerati anche i PS presenti al di fuori delle coltri detritiche. Con l'obiettivo di contenere gli errori derivanti dai diversi punti di riferimento, sono stati analizzati separatamente i PS dei diversi *dataset*. I valori delle velocità medie dei PS ricadenti al di fuori delle coltri detritiche per i diversi *dataset* (con coerenza $\geq 0,75$ e per velocità sia ≥ 1 e ≤ -1 , sia ≥ 2 e ≤ -2 mm/anno) risultano analoghi alle velocità medie dei PS ricadenti all'interno delle coltri detritiche.

Tale risultato, non solo inibisce la stima dell'entità degli spostamenti all'interno delle coltri detritiche ma rende anche problematica l'interpretazione dei movimenti differenziali all'interno delle coltri detritiche stesse. Infatti, non essendo evidente la presenza di movimenti differenziali tra le coltri detritiche e le aree adiacenti, esterne alle stesse coltri, è possibile che i PS indichino movimenti generalizzati avvenuti nell'area del CUL. Solo i PS con valori elevati di velocità media potrebbero indicare effettivi movimenti dei diffusori radar. Tuttavia, considerando velocità medie ≥ 5 e ≤ -5 mm/anno (sempre con coerenza $\geq 0,75$), i PS diminuiscono drasticamente di quantità (18 PS totali) inficiando un trattamento statistico dei dati e la loro distribuzione spaziale non evidenzia *cluster* con tendenze conclamate, tranne nel caso del corpo detritico ubicato intorno a 1000 m di quota sul versante sud-occidentale del M. Sapei (in prossimità del *cluster* 28 in **FIG. 6.11**). In questo caso si evidenzia un'aggregazione di PS con velocità media di 7,52 mm/anno ubicata nel settore frontale del lobo detritico. Gli altri PS isolati distribuiti in modo *random* sulle coperture detritiche del CUL potrebbero indicare movimenti localizzati avvenuti nel decennio 1992÷2001 sulla superficie delle coltri stesse.

I SISTEMI RADAR SATELLITARI¹

I sistemi radar satellitari forniscono immagini elettromagnetiche (a frequenze comprese tra 500 MHz e 10 GHz) della superficie terrestre con risoluzione spaziale di qualche metro. Il principio di funzionamento RADAR (*Radio Detecting And Ranging*) è basato sulla emissione di onde elettromagnetiche da un apparecchio trasmittente (sistema attivo) che incidendo sulla superficie terrestre subisce un fenomeno di riflessione disordinata (diffusione, *scattering*). Una parte del campo diffuso torna verso la stazione trasmittente, equipaggiata anche per la ricezione, dove vengono misurate le sue caratteristiche. Il dispositivo trasmittente-ricevente è in grado di individuare il bersaglio elettromagnetico (*detecting*) e, misurando il ritardo temporale tra l'istante di emissione e quello di ricezione, valutare la distanza (*ranging*) a cui è posizionato, localizzandolo in modo preciso lungo la ricezione di puntamento dell'antenna (direzione di *range*). Quanto più grande è l'antenna, tanto più precisa è la localizzazione del bersaglio ma a scapito dell'estensione dell'area indagata. Per ovviare a questo inconveniente sono stati introdotti i SAR (*Synthetic Aperture Radar*) che consentono di risolvere il compromesso risoluzione-estensione dell'area osservata. Combinando coerentemente i dati acquisiti dal sensore in posizioni successive si sintetizza un'antenna fittizia di grandi dimensioni detta, appunto, ad apertura sintetica.

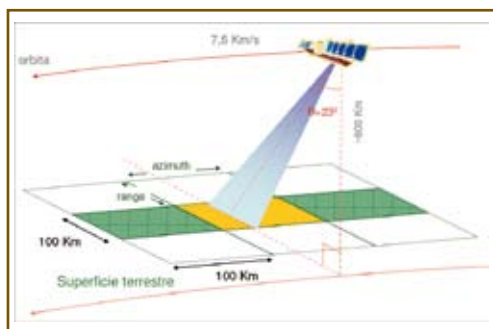


FIG. A.1 - Schema della geometria di acquisizione del satellite ERS (TRE, 2008). Dettagli nel testo.

I principali satelliti a cui ci si riferisce nel presente studio sono gli ERS (1 e 2) della Agenzia Spaziale Europea (ESA). I satelliti ERS seguono orbite eliosincrone lievemente inclinate rispetto ai meridiani, illuminando, da una quota di circa 780 km, una striscia di terreno (*swath*) larga circa 100 km con un sistema SAR operante nel dominio delle microonde (frequenza 5,3 GHz, lunghezza d'onda $\lambda = 5,66$ cm), caratteristica fondamentale per poter apprezzare movimenti millimetrici. La stessa orbita nominale viene ripercorsa ogni 35 giorni (*revisiting time*), consentendo così di acquisire dati relativi alla stessa scena al suolo in tempi differenti.

Grazie alla scelta di ESA di acquisire continuamente i dati a partire dal 1992 (ERS1 operante dal 1991 ed ERS2 dal 1995), per vaste aree del pianeta, sono oggi disponibili i *dataset* del decennio 1992÷2001 composti da un'immagine radar ogni 35 giorni. Questi dati costituiscono una informazione storica di enorme rilevanza che consente lo studio dell'evoluzione della fase per ciascuna acquisizione e ricostruire la storia delle deformazioni.

¹Le informazioni relative ai sistemi satellitari ed alla tecnica PS descritte in questa appendice derivano da TRE, (2008)

In **FIG. A.1** è rappresentata schematicamente la geometria di acquisizione dei sistemi SAR-ERS.

La direzione parallela all'orbita (*azimuth*) coincide approssimativamente con la direzione nord-sud. La risoluzione (ovvero la capacità di riconoscere come distinti due bersagli) in *azimuth* è di circa 5 m. La direzione della congiungente sensore-bersaglio è detta *slant range* (o, più semplicemente, *range*) oppure LOS (*line of sight*). La LOS è perpendicolare all'orbita ed inclinata di un angolo q (*off-nadir*) rispetto alla verticale pari mediamente a 23° . La risoluzione in *range* vale circa 8 m e la sua proiezione sul piano (*ground range*) circa 20 m.

Dalla combinazione del moto del satellite con il moto contemporaneo di rotazione della Terra, il radar è in grado di rilevare la stessa area geografica con due differenti geometrie (**FIG. A.2**): 1) in modalità ascendente (orbita da sud a nord, illuminando l'area da ovest verso est) e 2) in modalità discendente (orbita da nord a sud, illuminando l'area da est verso ovest).

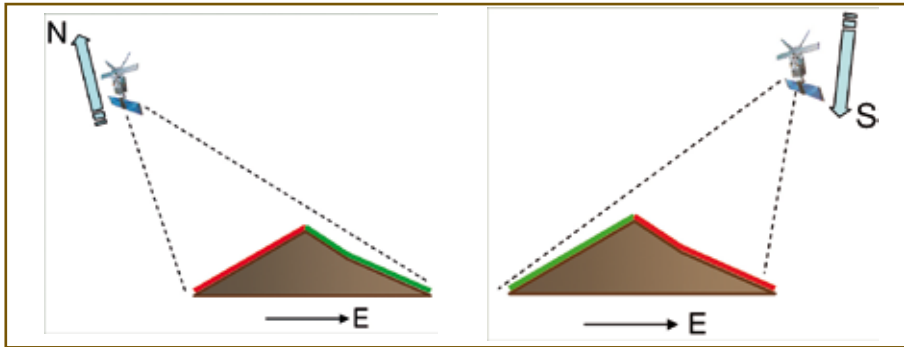


FIG. A.2
Schema della geometria di acquisizione lungo l'orbita ascendente (a) e discendente (b) (TRE, 2008).
Dettagli nel testo.

Le immagini radar si sviluppano pertanto lungo le direzioni di *range* e *azimuth*, dette usualmente coordinate SAR. Le immagini radar sono matrici di numeri complessi definiti dalle grandezze di ampiezza e fase. L'ampiezza individua la quantità di campo elettromagnetico retro-diffusa verso il satellite, mentre la fase dipende da diversi fattori, tra cui la distanza sensore-bersaglio. Proprio la fase costituisce l'informazione chiave per le applicazioni interferometriche volte alla identificazione di aree soggette a fenomeni di movimento superficiale. Le immagini radar propriamente dette nascono a valle di un algoritmo di *focalizzazione*, che consente di associare alle varie celle di risoluzione (*pixel*) il relativo contributo di energia retro-diffusa. Ogni elemento della matrice corrisponde ad una zona a terra di $20 \times 5 \text{ m}^2$ (su terreno piano) ed ogni supporto contiene una quantità di dati relativa ad un'area di $100 \times 100 \text{ km}$ (10000 km^2).

La modalità di acquisizione non perpendicolare al suolo ($\theta = 23^\circ$) dà origine a delle deformazioni prospettiche dovute alla topografia del terreno (**FIG. A.3**). In base alla pendenza del terreno si distinguono tre differenti tipi:

- *foreshortening*: pendenza del terreno tende ad essere perpendicolare alla LOS;

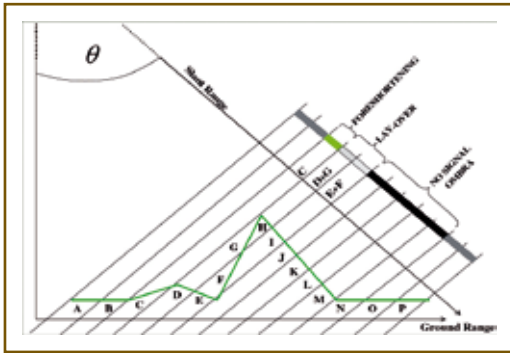


FIG. A.3 – Schema delle deformazioni prospettive legate alla geometria di acquisizione del satellite ed alla morfologia della superficie terrestre (TRE, 2008). Dettagli nel testo.

- *layover*: pendenza del terreno $> \theta$;
- *shadowing*: quando alcune zone non possono essere illuminate dall'impulso radar perché schermate da altri oggetti.

INTERFEROMETRIA RADAR DIFFERENZIALE (DInSAR)

La tecnica tradizionale per lo studio di dati SAR è l'interferometria differenziale (DInSAR), che si basa sull'analisi dell'evoluzione del valore di fase (ϕ) tra due distinte acquisizioni. Ciò consente di evidenziare eventuali differenze riconducibili a fenomeni di deformazione, topografia o disturbi atmosferici.

L'interferogramma è la matrice di dati ottenuta dal confronto tra le due distinte acquisizioni della stessa area e racchiude in sé le informazioni relative ai vari contributi che generano il valore di fase. I termini che contribuiscono alla fase di una singola immagine SAR sono molteplici e possono essere riassunti nella seguente equazione:

$$\phi = \psi + (4\pi * \lambda^{-1}) * r + \alpha + n$$

in cui ψ è il termine di fase dovuto alla riflettività del bersaglio (dipendente dal materiale e dalla sua geometria), α è un contributo di fase dovuto all'atmosfera, r è la distanza sensore bersaglio ed n è un inevitabile rumore proprio del sistema di acquisizione.

L'obiettivo della tecnica interferometrica è quello di isolare gli effettivi contributi di fase dovuti al movimento del bersaglio e non imputabili a disturbi, ovvero stimare accuratamente la differenza di cammino ottico (Δr) dell'onda elettromagnetica trasmessa in due successive acquisizioni e retro-diffusa dal bersaglio a terra. Ciò è possibile utilizzando almeno due acquisizioni relative alla stessa area e accuratamente registrate sulla stessa griglia di riferimento: sottraendo la fase di una immagine a quella di un'altra immagine si genera un interferogramma (**FIG. A.4**).

Se non avvengono particolari cambiamenti nel periodo tra due acquisizioni, i contributi dovuti alla riflettività (ψ) si elidono e la fase dell'interferogramma dipende,

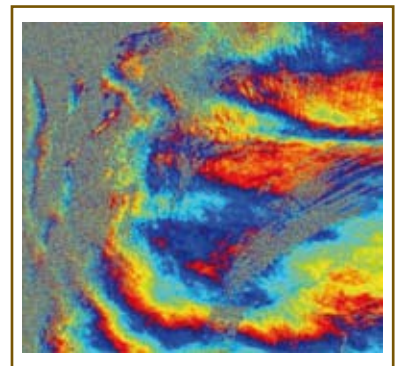


FIG. A.4 – Esempio di interferogramma che presenta le tipiche frange colorate in cui diversi colori rappresentano i diversi valori di fase. Ciascuna frangia rappresenta un ciclo di variazione della fase interferometrica (TRE, 2008).

con buona approssimazione, solo dalla distanza sensore-bersaglio. In condizioni ideali dunque l'interferogramma può essere assimilato ad una mappa degli spostamenti.

In realtà, diversi effetti riducono (o addirittura compromettono) la qualità dei risultati ottenuti con l'analisi DInSAR di cui i principali sono:

1 – fenomeni di decorrelazione temporale, causati dalla variazione della riflettività dei bersagli radar nel tempo (le zone coperte da vegetazione, facilmente influenzabili dal vento e di diverso aspetto a seconda della stagione, sono fonte di decorrelazione, mentre i centri urbani e le rocce esposte rimangono maggiormente stabili nel tempo);

2 – fenomeni di decorrelazione geometrica, legati alla distanza tra le due orbite effettivamente percorse dal sensore durante l'acquisizione delle due immagini;

3 – variazione delle condizioni atmosferiche durante le due acquisizioni, legate alla variabilità dei parametri fisici (umidità, temperatura e pressione) della troposfera durante l'attraversamento delle onde elettromagnetiche. Tali variazioni, che causano un ritardo nella propagazione del segnale radar, variano lentamente nello spazio mentre variano molto rapidamente nel tempo.

Pertanto, l'interferometria DInSAR consente di stimare movimenti dell'ordine del centimetro attraverso analisi areali ($> 0,2 \text{ km}^2$). I limiti di tale metodo risiedono nel fatto che non è possibile effettuare misure puntuali e che si hanno notevoli disturbi creati dai fenomeni di correlazione e dalla variabilità delle condizioni atmosferiche.

PERMANENT SCATTERERS (PS) E LA TECNICA PS-InSAR™

I diffusori permanenti (*Permanent Scatterers*, PS) sono bersagli radar che, illuminati dal satellite, restituiscono verso di esso (retro-diffusione, *back-scattering*) un segnale di risposta elettromagnetica ("firma radar") caratterizzato da una elevata stabilità nel tempo e per questo definito "permanente". I PS corrispondono ad elementi artificiali o naturali già esistenti sulla superficie terrestre quali, ad esempio, porzioni di edifici (terrazzi, tetti), monumenti, strade, linee ferroviarie, antenne, pali, strutture metalliche oppure affioramenti rocciosi, con e falde detritiche.

Questi punti vengono individuati mediante un complesso algoritmo di elaborazione numerica dei segnali, ideato dal gruppo SAR del Politecnico di Milano alla fine degli anni '90 del XX sec. e perfezionato da TRE (*spin-off* del PoliMI). Per ulteriori dettagli in merito a questa tecnica si rimanda al Capitolo 6 dove sono specificamente introdotti i concetti chiave. Nei paragrafi seguenti verranno introdotti alcuni aspetti generali relativi ai parametri di qualità del dato PS ed i risultati delle elaborazioni preliminari a grande scala effettuate nell'area del CUL.

I PARAMETRI DI QUALITÀ DEI DATI PS-InSAR™: COERENZA E DEVIAZIONE STANDARD

La tecnica PS-InSAR™, nel caso di analisi standard, prevede l'utilizzo di un modello lineare per descrivere gli spostamenti dei bersagli individuati nell'analisi; questo significa che è possibile individuare solo quei punti che mostrano tassi di spostamento sufficientemente stabili nel tempo.

La coerenza è l'indice che misura l'accordo tra i dati ed il modello di spostamento utilizzato in fase di analisi. Può assumere valori compresi tra 0 ed 1, dove 0 indica punti che non hanno nessuna attinenza con il modello lineare e quindi inaffidabili nel caso di analisi standard, mentre valori pari a 1 indicano elevato accordo con il modello utilizzato. Il valore di coerenza minima accettabile è stabilito, tramite una simulazione con metodo Montecarlo, in modo che la probabilità di errore sia inferiore a 10^{-5} . Si impone cioè che, statisticamente, il valore di velocità di un solo PS su centomila venga considerato attendibile corrispondendo in realtà ad un dato casuale e quindi inaffidabile. Tale valore, utilizzato come soglia di selezione dei PS, risulta essere inversamente proporzionale al numero di immagini utilizzate nell'elaborazione.

Esistono però anche casi in cui bassi valori di coerenza non sono necessariamente dovuti ad una elevata rumorosità del dato, ma bensì al fatto che il tipo di moto analizzato non viene ben approssimato dal modello lineare. Un caso in cui si verifica questo fenomeno si ha quando si è in presenza di moti con forti componenti stagionali. Infatti, in presenza di dati poco rumorosi, le componenti sinusoidali vengono interpretate come un rumore facendo ridurre il valore della coerenza.

Poiché la velocità di ogni PS è relativa ad un punto preso come riferimento (REF), è fondamentale considerare anche la propagazione dell'incertezza di misura man mano che ci si allontana da esso. La deviazione standard indica di quanto vibra la stima della differenza di velocità del punto in analisi rispetto al REF. Tale indice è dunque relativo ad una coppia di punti (il PS considerato ed il REF). Questo significa che due punti vicini (distanti tra loro meno di 1 km) saranno affetti dallo stesso errore e pertanto la differenza tra le loro velocità non risulterà da esso influenzata. Ad esempio, supponiamo che la velocità media annua per un dato PS sia -3 mm/anno, rispetto ad un punto REF, e la rispettiva deviazione standard 0,5 mm/anno; ciò significa che il valore "vero" della velocità, in assenza di errori sistematici, è compreso tra -2,5 e -3,5 mm/anno con una probabilità del 68% (1σ). Oltre che dalla distanza, il valore della deviazione standard è influenzato anche dalla topografia.

ELABORAZIONI PS-InSAR™ PRELIMINARI NELL'AREA DEL CUL

Arpa Piemonte ha sviluppato in questi ultimi anni particolare interesse alle risultanze di applicazioni interferometriche con tecniche PS nell'ambito dei monitoraggi dei movimenti di versante e studi di tettonica attiva per tutto il territorio piemontese.

Per quanto riguarda l'analisi dei PS finalizzato allo studio della instabilità dei versanti, Arpa Piemonte, in collaborazione con l'Università di Pavia, ha condotto uno studio volto alla identificazione di *cluster* di PS che evidenziano movimenti significativi. Le aree che descrivono l'involuppo di tali PS vengono definite "aree anomale" e sono pubblicate sui servizi *on-line* di Arpa Piemonte (<http://gisweb.arpa.piemonte.it/arpagis/index.htm>). Per ciascuna area anomala è fornita una chiave interpretativa che indica la possibile causa del movimento dei PS ricompresi nell'area stessa.

Nell'area di interesse sono presenti 65 aree anomale di dimensioni variabili di cui 43 (65%) interpretate come "detrito instabile di versante" (FIG. A.5). La maggior parte di queste aree sono ubicate sui versanti del CUL e nelle aree limitrofe. In particolare, una delle aree anomale di maggiori dimensioni (anche a livello regionale) è ubicata sui versanti occidentale e nord-occidentale dello spartiacque tra il M. Lera ed il M. Turu (FIG. A.6). I dati forniti per tale area indicano che il 17% dei PS contenuti nell'area anomala presentano un movimento medio annuo (calcolato nel periodo 1992÷2001) variabile da +0,51 a -8,65 mm/anno. Per le altre aree anomale ricadenti nel CUL, i dati evidenziano che, mediamente, il 42% (min. 16%, max 75%) dei PS ha un movimento con velocità media di -1,93 mm/anno, con le medie dei valori massimi e minimi compresi rispettivamente tra -0,64 e -4,15 mm/anno (calcolato sempre nel periodo 1992÷2001).

Inoltre, la grande quantità di dati PS disponibili per il Piemonte (oltre $2 \cdot 10^6$ PS ricavati da 614 immagini SAR – ERS1 e 2 nel periodo 1992÷2001) è stata analizzata da Arpa Piemonte attraverso tecniche di analisi geostatistiche (*Ordinary Kriging*, OK) e di analisi *cluster* che hanno coniugato sia la statistica di tipo tradizionale, sia l'informazione spaziale (Morelli & Piana, 2006; Mallen et al., 2007; Morelli et al., 2008a; 2008b). L'applicazione di tali tecniche è stata rivolta principalmente a 1) generare carte di domini isocinematici e a 2) individuare zone di transizione tra domini isocinematici, da confrontare con l'assetto tettonico del territorio piemontese. Il confronto tra le carte cinematiche prodotte (FIG. A.7) e il modello geologico evidenzia una distribuzione di areali in sollevamento e in abbassamento che, sebbene riferiti a *reference point* differenti, risultano in molti casi geometricamente congruenti con i domini geologici in subsidenza e in sollevamento (Mallen et al., 2007). I risultati di tali analisi con-

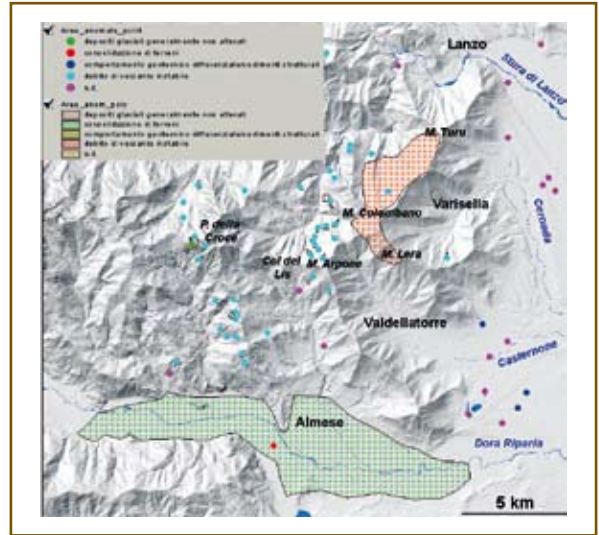


FIG. A.5 – Distribuzione delle aree anomale nel settore oggetto di studio, distinte per interpretazione delle cause potenziali dei movimenti. Dettagli nel testo.

con movimenti positivi, in avvicinamento al satellite lungo la LOS) e *cold spot* in blu (concentrazione di PS con movimenti negativi, in allontanamento dal satellite lungo la LOS). Anche in questo caso, si evidenzia un settore diretto circa NW-SE che comprende la bassa Valle di Lanzo ed il conoide della Stura di Lanzo caratterizzato da spiccati spostamenti positivi con massimi concentrati nell'area di Torino, Caselle e Lanzo. Spostamenti positivi, anche se di minore entità, caratterizzano tutta l'area dell'alta pianura torinese e la fascia pedemontana ad essa contigua, nonché i rilievi compresi tra la Valle di Viù e la Val Grande di Lanzo. Spostamenti negativi sono indicati nei settori della bassa Valle di Susa e nell'area della collina di Torino, con valori massimi negativi evidenziati nel fondovalle della bassa Val di Susa e sul versante sinistro della valle, a nord di Bussoleno.

Entrambe le elaborazioni presentano, quindi, due settori principali nettamente distinti dal verso di spostamento. Il settore con spostamento positivo che comprende il conoide della Stura Lanzo è probabilmente connesso a movimenti di sollevamento generalizzato (attività geodinamica?). Gli effetti di tale sollevamento sono evidenziati nella intensa erosione del conoide stesso da parte dei corsi d'acqua che ha esumato le successioni "villafranchiane" (cfr. Cap. 2). Il settore con spostamenti negativi localizzato nella bassa Valle di Susa è segnalato anche come area anomala da Arpa Piemonte (FIG. A.6) per la quale il movimento è ipotizzato essere imputabile alla consolidazione dei terreni (velocità medie annue comprese tra +2,65 e -13,98 mm/anno). Tale ipotesi è supportata dalle interpretazioni di dati sismici e geotecnici che individuano proprio nel settore di fondovalle della bassa Valle di Susa la presenza di depositi di origine lacustre presumibilmente poco consolidati (Carraro et al., 2005; Rosso, 2008).

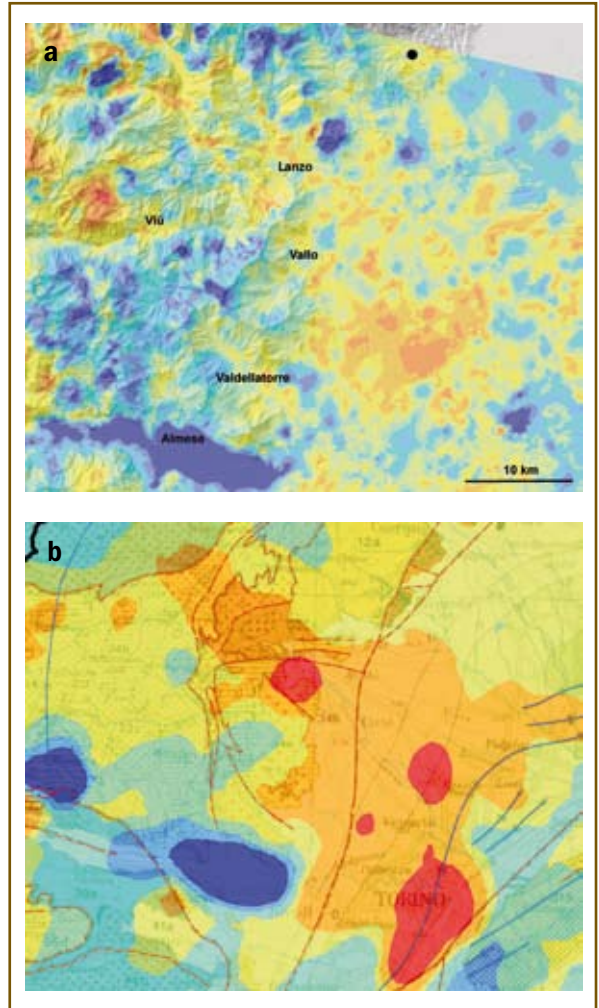


FIG. A.7 – Elaborazioni per la spazializzazione del dato PS (Mallen et al., 2007): a) risultato delle elaborazioni di Ordinary Kriging (il punto nero indica il reference point), b) risultato delle elaborazioni geostatistiche cluster, sovrapposto allo Structural Model of Italy alla scala 1:500.000 (tratteggio rosso: principali lineamenti e contatti tettonici, linee blu: principali assi di piega). Legenda dei colori: dal giallo al rosso = spostamenti in avvicinamento al satellite, dal verde al blu = movimenti in allontanamento dal satellite.

DISCUSSION E
CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

In this chapter the results of the different analyses carried out in this study are discussed in order to achieve an interpretative model of the genesis and dynamics of the LUC debris deposits. In particular, characteristics of slope morphology and relative processes, the origin of the blocks and the movement evidences on the debris covers are here examined. Moreover, this chapter introduces temporal constraints that allow to define the main frame of morphodynamic processes in the Quaternary evolution of the Alpine area under study, with particular reference to cryotic processes. Indeed, the presence of morphoclimatic periglacial conditions in the Italian mountain ranges is a topic of a considerable scientific interest, which are among the relevant topics to understand the effects of global climate change (Chelli et al., 2006).

The study of extensive debris covers present in the inner peri-Alpine margin where ultrabasic rocks outcrop, which have been started about fifty years ago, fits well in this field of research. Then, the first goal of analyses and results here presented, far from being exhaustive, is to contribute to the scientific debate on this topic.

7.1 INTRODUZIONE

Oggetto del presente lavoro è lo studio delle estese coltri detritiche presenti nell'area di affioramento dei litotipi appartenenti al Complesso Ultrabasi-co di Lanzo (CUL), uno dei più estesi affioramenti di rocce di mantello esistenti al mondo (~140 km²) ubicato a circa 20 km a NW di Torino (margine perialpino interno delle Alpi Nord-occidentali italiane). Oltre il 18% dell'area del CUL è ricoperta da depositi detritici caratterizzati da coltri generalmente continue, costituite in superficie da blocchi eterometrici (da decimetrici a metrici), di forma prismatica, con basso grado di arrotondamento e con tessitura *open-work*. In sezione verticale, il complesso detritico superiore presenta una gradazione inversa con passaggio verso il basso a clasti di dimensioni minori e con grado di arrotondamento maggiore. La coltre detritica poggia su un complesso inferiore costituito da un *diamicton* con tessitura *matrix supported*, localmente *clast supported*, con la matrice costituita da sabbia, silt e percentuali variabili di argilla.

Tali coltri sono distribuite quasi interamente lungo lo spartiacque principale che si sviluppa tra 1000 e 1650 m circa di altitudine dove assumono un aspetto a mantello, con passaggi sfumati ad un substrato affiorante e sub-affiorante, da fratturato a disarticolato. Da queste coltri hanno origine numerose lingue detritiche che ricoprono i settori medio-bassi dei versanti del CUL, occupando prevalentemente le incisioni e le valli minori ivi presenti, con le fronti che si approssimano ai fondovalle principali attuali.

Il presupposto scientifico dal quale si è partiti fa riferimento agli studi iniziali effettuati da Capello (1963). Tale Autore realizzò la prima cartografia di questi corpi detritici che battezzò “*campi di pietre (o caos rocciosi)*” e “*colate di pietre (o pietrose)*”. Egli individuò e descrisse accuratamente 107 corpi detritici a cui attribuì una genesi di tipo periglaciale, associandoli ai *rock glacier* attivi della Valle Orco (Alpi Graie piemontesi). Successivamente, Fioraso & Spagnolo (2005; 2009) ridefinirono la cartografia di tali accumuli, individuandone 157, che denominarono “*block stream*”, e misero in discussione le interpretazioni di Capello. Infatti, secondo tali Autori, nella genesi ed evoluzione dei *block stream* del CUL hanno giocato un ruolo preponderante i fenomeni di alterazione ed i processi gravitativi, non necessariamente connessi all'ambiente periglaciale.

Partendo da queste ipotesi, è stato sviluppato il piano della ricerca svolto nell'ambito del presente lavoro con l'obiettivo principale di analizzare i meccanismi genetici ed evolutivi di tali fenomeni, valutando in particolare il contributo, attuale e/o pregresso, dei processi criotici nella loro evoluzione (cfr. Capitolo 1). Per affrontare lo studio sulla genesi ed evoluzione dei depositi detritici del CUL, distinti e caratterizzati attraverso una nuova cartografia ed una serie di elaborazioni morfologico-morfometriche (cfr. Capitolo 3 e Allegato 3), è stato necessario innanzitutto separare lo studio dell'origine dei blocchi dall'analisi degli eventuali movimenti di massa che interessano, o hanno interessato, gli accumuli detritici. Sono quindi state condotte delle analisi volte a definire il quadro lito-strutturale e dei processi di alterazione che caratterizza il substrato

del CUL (cfr. Capitolo 4). Quindi, sono state analizzate le caratteristiche climatiche dell'area in riferimento alla potenziale esistenza di condizioni periglaciali e le evidenze dei processi criotici che possono aver giocato un ruolo sia nella produzione del detrito sia nei movimenti degli accumuli detritici (cfr. Capitolo 5). Infine, verificata l'esistenza di indizi riconducibili a movimenti di massa che hanno interessato sia il complesso detritico superiore sia quello inferiore, sono stati analizzati i potenziali movimenti attuali e/o recenti delle coltri detritiche del CUL attraverso sia indagini indirette sia attraverso l'impiego di tecniche interferometriche satellitari (cfr. Capitolo 6).

Nel presente capitolo vengono discussi i risultati ottenuti nelle varie fasi della ricerca al fine di giungere ad un modello interpretativo della genesi e della dinamica dei depositi detritici del CUL. Inoltre, vengono introdotti i principali vincoli temporali che consentono di inquadrare i processi morfodinamici nell'ambito della evoluzione quaternaria del paesaggio alpino oggetto di studio, con particolare riferimento ai processi criotici. Infatti, la diffusione dell'ambiente morfoclimatico periglaciale nelle catene montuose italiane è un tema di notevole interesse scientifico, che rientra tra gli argomenti di rilievo per la comprensione degli effetti dei cambiamenti climatici globali (Chelli et al., 2006). Lo studio delle estese coltri detritiche presenti nell'area del margine perialpino interno in cui affiorano le rocce del CUL, iniziato circa cinquanta anni fa, ben si inserisce in tale ambito della ricerca. Gli studi effettuati ed i risultati ottenuti, ben lungi dalla pretesa di essere esaustivi, hanno quindi come primo obiettivo quello di farne materia di dibattito scientifico.

7.2 INTERPRETAZIONI GENETICHE ED EVOLUTIVE

7.2.1 ELEMENTI MORFO-EVOLUTIVI PRINCIPALI DELL'AREA DEL CUL

Le caratteristiche dei rilievi compresi nel settore di affioramento del Complesso Ultrabasico di Lanzo sono il risultato di una lunga e complessa evoluzione geologico-geomorfologica.

Poiché non è possibile ricostruire dettagliatamente l'evoluzione di una specifica area a causa sia della inadeguatezza dei modelli esistenti, sia delle scarse conoscenze (molto spesso del tutto mancanti) sulle condizioni a contorno, nel presente paragrafo si porrà l'attenzione solo su alcuni elementi morfo-evolutivi ritenuti problematici dal punto di vista interpretativo. I vincoli temporali di tale evoluzione verranno ripresi nel § 7.4, nel tentativo di ricostruire la cronologia degli eventi morfodinamici che hanno agito nell'area di interesse.

Uno degli aspetti morfologici principali che contraddistinguono l'area di studio è il profilo dei versanti. In generale, l'evoluzione dei versanti modellati principalmente da processi di erosione è legata a quattro fattori principali: 1) assetto lito-strutturale, 2) condizioni climatiche, 3) tipologia ed intensità dei processi e 4) durata della loro azione (fattore tempo). Le relazioni tra forma del

versante e fattori geomorfici non sono così semplici e non esiste un metodo semplice per definire tutti i processi che hanno contribuito alla formazione dei versanti, né tantomeno per decifrare quali fattori determinano le caratteristiche del loro profilo (Ritter et al., 2002).

Nell'area di studio, appare molto evidente il controllo litologico sul modellamento dei versanti. Infatti, nei settori di affioramento delle peridotiti del CUL, altimetria e pendenza sono mediamente inferiori rispetto alle aree ad ovest del Col del Lis in cui affiorano prevalentemente le metabasiti delle falde ofiolitiche della Zona Piemontese. I profili delle creste, inoltre, risultano mediamente più morbidi e smussati nell'area del CUL rispetto ai settori del M. Civrari - P.ta della Croce (FIG. 7.1).

L'assetto strutturale, invece, condiziona sensibilmente la distribuzione di alcuni elementi morfologici importanti. Infatti, i principali colli (quali, ad es., il Col del Lis, i colli Portia e Lunella, il Colle Grisoni) ed alcune incisioni vallive secondarie sono impostate in corrispondenza di importanti zone di taglio che rappresentano le zone di debolezza in cui l'erosione ha agito con maggiore efficacia rispetto alle zone circostanti.

I processi di alterazione

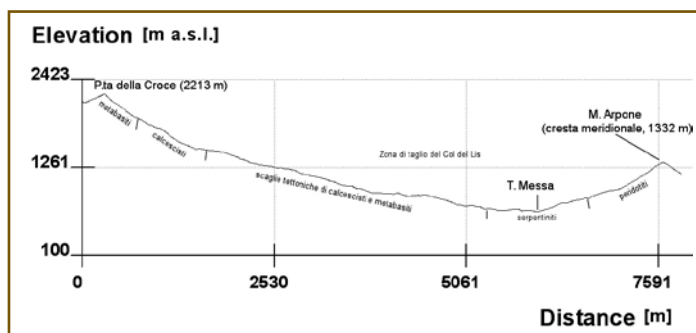
Come analizzato nel Capitolo 4, le rocce peridotitiche presentano evidenze molto marcate legate ai processi di *chemical weathering*, a loro volta strettamente dipendenti dalla forte instabilità dell'olivina presente in elevate percentuali nelle ultrabasiti. Nel corso delle analisi svolte in questo studio sono state distinte quattro tipologie principali di effetti dell'alterazione (cfr. § 4.3.1) la cui distribuzione presenta caratteri interessanti. Il substrato affiorante presenta un *cortex* di alterazione di spessore da millimetrico a centimetrico ed una superficie esterna con una caratteristica rugosità (particolarmente evidente nelle lherzoliti) legata alla erosione differenziale. Tali peculiarità si riscontrano anche in quasi tutti i depositi che costituiscono i *block field* ed i *block stream* del CUL (FIG. 4.13). Localmente sono osservabili effetti più marcati dell'alterazione in cui il substrato ha perso completamente la competenza litoide (FIG. 4.16).

I diversi effetti dell'alterazione evidenziano un controllo morfologico ed altimetrico. Infatti, gli effetti superficiali dell'alterazione sono osservabili in pressoché tutti gli affioramenti del substrato ed in modo particolare nei settori di cre-

sta posti a qualunque quota; gli effetti dell'alterazione più evoluta, invece, caratterizzano i settori medio-bassi dei versanti, in cui l'inclinazione varia da 30° a 10° circa e sono presenti coltri eluvio-colluviali di potenza da metrica a decametrica.

Considerando i due processi dominanti di erosione/trasporto

FIG. 7.1
Profilo
trasversale
attraverso la zona
di taglio del Col
del Lis, a valle del
colle.



e di alterazione, si può affermare che i settori medio-alti dei versanti rientrano nei *weathering-limited slopes* mentre i settori medio-bassi nei *transport-limited slopes*. Tali termini, introdotti da Gilbert (1877), sono comunemente accettati per descrivere il controllo esercitato da ciascun processo durante il modellamento di un versante: nel primo caso il tasso di pedogenesi e di produzione del regolite è inferiore rispetto al tasso di erosione e trasporto mentre, nel secondo caso, il tasso di alterazione è maggiore dell'erosione. In letteratura (cfr. Ritter et al., 2002) viene generalmente proposto un controllo di tipo climatico sullo sviluppo delle due tipologie di versante. I *weathering-limited slopes* si sviluppano prevalentemente in condizioni climatiche aride mentre i *transport-limited slopes* sono tipici dei climi umidi e temperati con copertura vegetale continua. Ovviamente, tale distinzione non può essere applicata all'area del CUL in quanto non è verificata una suddivisione altimetrica delle condizioni climatiche.

È quindi ipotizzabile che l'evoluzione dei versanti nell'area del CUL abbia subito l'influenza di condizioni climatiche differenti nel corso del tempo che hanno controllato l'equilibrio tra processi di alterazione e di erosione/trasporto, processi a loro volta strettamente vincolati all'assetto morfologico. La morfologia, d'altro canto, influenza notevolmente lo sviluppo dei processi di alterazione in quanto condiziona i tempi di permanenza dell'acqua (solvente) a contatto con la roccia. Infatti, nei settori medio bassi dei versanti, a minore pendenza, in cui prevalgono i processi di accumulo su quelli di erosione, il substrato peridotitico ha subito pervasivi processi di alterazione, favoriti dalla presenza di una falda acquifera con mobilità prevalentemente verticale all'interno di depositi superficiali (coperture eluvio-colluviali). In questi contesti, l'infiltrazione verticale delle acque percolanti è stata sufficientemente lenta da alterare i minerali con i quali veniva a contatto ma sufficientemente veloce per allontanare i prodotti dell'alterazione (soluti), apportando nuovo solvente sottosaturo a contatto con la roccia inalterata.

Tale modello evolutivo trova conferma sia nei dati che nelle ipotesi formulate da Miè & Natale (1978). Infatti, la mobilità prevalentemente verticale delle acque di alterazione è confermata dalle analisi chimiche e dalla stratigrafia del profilo pedologico. Le analisi chimiche confermano che i processi di alterazione che hanno depauperato i livelli più superficiali delle peridotiti sono avvenuti in condizioni di volume costante, mentre il profilo pedologico descritto in **FIG. 4.15** evidenzia una stratificazione tipica in cui un orizzonte A eluviale si sovrappone ad un livello B illuviale (distinto in due sottozone ad opale e magnesite) giacente e sua volta su un orizzonte C di roccia alterata. Le caratteristiche di tale profilo (pendenza degli orizzonti leggermente inferiore a quella attuale e ubicazione delle superficie pedogenizzata rilevata di 150-200 m rispetto all'attuale livello della pianura) indicano che l'assetto morfologico in cui si è formato era sensibilmente differente dall'attuale. Miè & Natale (1978) ipotizzano inoltre che le condizioni idromorfiche sotto le quali si sono sviluppati i processi di alterazione (le cui evidenze si riscontrano anche in altri settori dell'alta pianura torinese) sono ascrivibili alle condizioni climatiche di tipo sub-tropicale. Tali condizioni

consentono l'alternarsi di fasi umide e secche, analoghe ai climi temperati, ma con temperature mediamente più elevate.

Nei settori di versante medio-alti e di cresta, dove prevalgono i processi di erosione, le acque di infiltrazione permangono per un tempo relativamente ridotto a contatto con la roccia. Ciò da un lato riduce in modo diretto l'intensità dei processi di alterazione e dall'altro causa l'asportazione fisica delle particelle fini (*physical weathering*). Parte di tali particelle si accumula nelle discontinuità all'interno del substrato, favorendo lo sviluppo dei processi di alterazione localizzata lungo le pareti delle fratture. L'alterazione procede in direzione centripeta dalla superficie del giunto all'interno dell'ammasso roccioso creando un fronte di alterazione (*cortex*) che procede ortogonalmente alla superficie stessa. I materiali fini di riempimento delle discontinuità provenienti dalla superficie, quindi, aumentano le condizioni di umidità all'interno delle discontinuità stesse, creando le condizioni per una alterazione intra-discontinuità i cui prodotti si vanno ad aggiungere a quelli di illuviazione.

Tale modello evolutivo spiega l'omogeneità del *cortex* di alterazione e della rugosità delle superfici esposte che caratterizzano sia il substrato affiorante sia i depositi detritici presenti nell'area del CUL. Il *cortex* rappresenta il fronte di alterazione che è in fase di penetrazione all'interno della roccia; la superficie scabra, invece, è la superficie della discontinuità che era a contatto con i materiali fini (attualmente del tutto erosi) in cui la differente resistenza all'alterazione dei diversi minerali ha condizionato una disomogenea velocità di penetrazione del fronte di alterazione all'interno della roccia.

Quindi, in sintesi, nella parte bassa dei versanti (*transport-limited slopes*) si ha lo sviluppo di processi pedogenetici generalizzati che coinvolgono l'intero ammasso roccioso e procedono dalla superficie in profondità con fronti ortogonali al pendio a debole inclinazione; mentre nei settori medio-alti dei versanti e di cresta (*weathering-limited slopes*) prevalgono i processi di erosione e trasporto, l'alterazione è localizzata all'interno delle discontinuità e procede in direzione centripeta dalla superficie delle discontinuità all'interno della roccia.

Tali concetti verranno ripresi nei paragrafi seguenti per descrivere sia il modello interpretativo della formazione dei blocchi che costituiscono i *block field* ed i *block stream*, sia alcuni vincoli paleo-climatici e temporali.

I processi glaciali

In riferimento alle caratteristiche morfologiche generali dell'area del CUL e, in particolare, per quanto riguarda la morfogenesi del profilo dei versanti, le analisi hanno condotto ad escludere l'azione da parte dei processi glaciali. Infatti, in accordo con quanto già riportato da Capello (1963) e da Fioraso & Spagnolo (2009), nell'area oggetto di studio non sono presenti evidenze né di depositi né di forme legate all'azione di corpi glaciali locali. Le uniche testimonianze del glacialismo fanno riferimento alle lingue glaciali delle valli principali che delimitano il Complesso Ultrabasico: la Valle di Susa a sud e la Valle di Viù a nord. Come ampiamente descritto nel Capitolo 2 (§ 2.2.2), la fronte del

ghiacciaio della Valle di Susa ha raggiunto lo sbocco vallivo edificando l'articolato Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana. I versanti meridionali del M. Musinè e dei rilievi limitrofi sono stati lambiti da tale ghiacciaio in numerose fasi durante il Quaternario, ghiacciaio che ha lasciato numerose testimonianze del suo passaggio (*till*, massi erratici, superfici di esarazione) fino a 300-400 m più in alto rispetto al fondovalle attuale (Balestro et al., 2009). In Valle di Viù, la lingua glaciale era decisamente più modesta e la sua fronte, durante la sua massima espansione, si attestò poco a valle della località Borgo (Pinciaroli, 1988). A parte qualche limitato lembo di depositi glaciali e qualche sporadico elemento morfologico riconducibile al modellamento glaciale, sui versanti del CUL in Valle di Viù non sono presenti testimonianze del modellamento glaciale della valle principale. Nell'area di studio, le uniche tracce di un glacialismo locale sono presenti ad ovest del Col del Lis, alla testata del bacino del R. Ricchiaglio, in corrispondenza del M. Civrari (Balestro et al., 2009).

I processi criotici

Nelle aree non glacializzate, durante le fasi climatiche fredde classicamente associate alle fasi di espansione glaciale, possono essersi instaurate condizioni di ambiente periglaciale in cui hanno agito in modo prevalente i processi criotici. Nell'area del CUL, oltre agli estesi accumuli detritici che verranno discussi successivamente (§ 7.2.2), vi sono altri elementi, di natura morfologica, che possono essere richiamati quali testimonianze dell'azione di tali processi. I principali fanno riferimento al profilo dei versanti, ai terrazzi di crioplanazione ed ai *tor*.

Sebbene le conoscenze in merito al modellamento dei versanti in ambiente periglaciale siano ancora piuttosto limitate e non esista un modello di versante specifico di tale ambiente (French, 2007), alcuni pendii dell'area del CUL presentano profili caratterizzati da elementi riscontrabili anche in ambiente periglaciale. Ciò si osserva in modo particolare nei settori più elevati della dorsale spartiacque principale, tra il M. Colombano (1658 m) ed il Turu (1355 m). Il settore di cresta ha un profilo trasversale asimmetrico, con il versante esposto a sud-est ad andamento regolare, in genere privo di *tor* e con pendenze comprese tra 30 e 40° (fino a circa 200÷300 m più in basso rispetto allo spartiacque); il versante esposto a nord-ovest è più articolato e presenta un pendio con inclinazione media di 30÷40° in prossimità della cresta che diminuisce bruscamente a circa 18÷25° di inclinazione 100÷150 m più in basso. Il tratto di versante a minor pendenza ha in genere una lunghezza variabile e limitata (poche centinaia metri) ed è interrotto da una rottura di pendenza poco pronunciata in cui il versante aumenta gradualmente di inclinazione, articolandosi nei vari sottobacini che sottendono le incisioni secondarie. Questo settore a minore pendenza presenta una particolare continuità laterale lungo tutto il tratto di spartiacque considerato ed è su questa superficie che sono stati rilevati i principali *block field* nell'area del CUL (FIG. 7.5). Nei tratti di versante a monte e a valle di questa superficie sono presenti numerosi *tor* sommitali.

Analizzando tali caratteristiche e mettendole a confronto con i tipici versanti studiati nelle aree periglaciali attuali (French, 2007) si possono osservare delle analogie interessanti. Il versante esposto a sud-est presenta peculiarità simili ai versanti detritici rettilinei (*rectilinear debris-mantled slope*), mentre il versante esposto a nord-ovest presenta un profilo a gradini (*stepped profile*).

I *rectilinear debris-mantled slope* sono una particolare tipologia di versante di denudamento di Richter (Young, 1972) in cui l'apporto e la rimozione del detrito sono in equilibrio. Tale tipologia di versante è stata descritta principalmente nelle aree estremamente fredde, aride e libere dai ghiacci in Antartide (Augustinus & Selby, 1990; French & Guglielmin, 1999). Iwata (1987) evidenzia che questi versanti sono più frequenti sui lati esposti a nord delle creste dove i cicli di gelo-disgelo sono più efficaci.

I *stepped profile* vengono attualmente riferiti ai terrazzi (o superfici) di crioplanazione (*cryoplanation terraces*) nella letteratura geomorfologica periglaciale (French, 2007). Tali superfici, descritte in ambienti periglaciali di tutto il mondo (cfr. bibliografia in French, 2007), sono tipiche dei settori più elevati dei rilievi, in cui non sono presenti ghiacciai. Sia le superfici terrazzate sia le scarpate che compongono i profili a gradini hanno forma e dimensioni variabili in cui, oltre al clima, anche la litologia sembra giocare un ruolo condizionante (Czudek, 1995). French (2007) ipotizza che il controllo principale sulla evoluzione delle morfologie di crioplanazione sia esercitato proprio dall'assetto lito-strutturale anche se ritiene che il processo di crioplanazione sia un utile modello di lavoro per interpretare l'evoluzione dei rilievi in condizioni climatiche fredde non glaciali. La letteratura geomorfologica periglaciale contiene numerosi riferimenti alla crioplanazione quale processo in grado di creare versanti a basso angolo e superfici rocciose piane o debolmente inclinate (Dylik, 1957; Péwé, 1970; French, 1976; Demek, 1978; Washburn, 1979). Secondo Demek (1969), la formazione dei terrazzi di crioplanazione è caratteristica degli ambienti periglaciali con clima continentale semi-arido, mentre secondo Reger & Péwé (1976) sono richieste condizioni di permafrost.

Il modello proposto dagli Autori sopra citati per la formazione delle superfici di crioplanazione prevede la presenza di una irregolarità (per cause lito-strutturali) nel profilo del versante sottovento, che favorisce l'accumulo di neve. La *frost action* che si sviluppa al di sotto del manto nevoso porta alla amplificazione della irregolarità iniziale, generando un vero e proprio profilo terrazzato. Il "ciclo di erosione periglaciale" (proposto per la prima volta da Peltier, 1950) non richiama nemmeno la necessità della presenza di tale irregolarità predisponente ma avviene semplicemente attraverso lo sviluppo di intensi processi di *frost action* e di soliflusso che modellano un paesaggio non periglaciale pre-esistente. In base a tale ciclo, nello stadio iniziale, i settori a monte sono interessati da processi gravitativi che coinvolgono il suolo ed i detriti, la cui rimozione porta in affioramento il substrato. Quest'ultimo è così soggetto a successivi processi di gelifrazione/crioclastismo e di crollo con produzione di estese coltri detritiche costituite da blocchi angolosi che danno origine ai *block*

field. Con il passaggio ad uno stadio maturo il substrato tende ad affiorare solo in alcuni settori di cresta, talvolta sotto forma di *tor*. Ad uno stadio ancora più avanzato, i processi di soliflusso degradano e spianano ulteriormente la superficie terrazzata che si è venuta a creare, trasportando il materiale detritico nelle aree circostanti.

Secondo Nelson (1989) i terrazzi di crioplanazione, nei settori montani, possono essere assimilati a dei circhi nivali periglaciali, con evoluzione simile a quelli glaciali ma con caratteristiche morfologiche diverse e del tutto tipiche. Tali caratteristiche sono confrontabili con quelle riscontrabili nell'esteso ripiano ubicato in prossimità dello spartiacque principale, precedentemente descritto. L'ipotesi di un circo nivale/terrazzo di crioplanazione può essere adottata anche per descrivere la genesi di un altro elemento morfologico problematico nell'area del CUL, ossia il terrazzo del Pian Sapai (FIG. 7.2).

Il Pian Sapai è ubicato sul versante settentrionale del M. Arpone, ad una quota compresa tra i 1245 ed i 1285 m slm (FIG. 7.2a). Ha una estensione areale di circa 100.000 m² ed una inclinazione media di circa 8÷10°. Tale superficie, dalla forma irregolare in pianta, è delimitata a monte dal versante settentrionale del M. Arpone, inclinato mediamente di 25÷30°, che la cinge su tre lati; verso valle, il Pian Sapai è delimitato da una rottura di pendenza non ben definita, in cui si ha un aumento graduale della inclinazione. La superficie terrazzata del Pian Sapai costituisce lo spartiacque tra due sottobacini anonimi drenati da due aste torrentizie affluenti del R. Ricchiaglio. I versanti a monte sono completamente ricoperti da estese e continue coltri detritiche che localmente, nei settori più elevati, lasciano intravedere il substrato, mentre nei settori a ridosso con il Pian Sapai costituiscono dei veri e propri lobi detritici o dei *block field*. Tali coltri detritiche lambiscono il lato occidentale del terrazzo per incanalarsi lungo l'incisione a costituire un *block stream*. In realtà, su tutta la superficie terrazzata del Pian Sapai è presente una coltre detritica che localmente (soprattutto sul lato orientale) è mascherata da una copertura eluviale su cui cresce una vegetazione erbacea xerofila. Alcuni scavi effettuati per la realizzazione di un piccolo bacino idrico artificiale hanno messo in evidenza che lo spessore delle coperture è assai variabile (FIG. 7.2g).

La superficie terrazzata che costituisce il Pian Sapai è stata interpretata come elemento morfologico diagnostico di un fenomeno gravitativo nell'ambito dell'inventario delle frane piemontesi (SIFraP, www.webgis.arpa.piemonte.it). Tuttavia, i dati morfologici e sedimentologici raccolti nel corso del presente studio portano ad escludere tale interpretazione. Come accennato in precedenza, si esclude anche la possibilità che si tratti di una morfologia glaciale relitta (circo glaciale), in quanto non ci sono evidenze di un modellamento glaciale nell'area del CUL. Gli stessi dati portano ad escludere anche l'ipotesi che si tratti di un terrazzo fluviale, testimonianza di un antico fondovalle, in quanto non sono stati trovati né depositi fluviali né terrazzi o rotture di pendenza complementari (né sullo stesso versante né sul versante opposto) a cui riferire tale superficie. Le ipotesi genetiche glaciale e fluviale potrebbero essere considerate valide solo

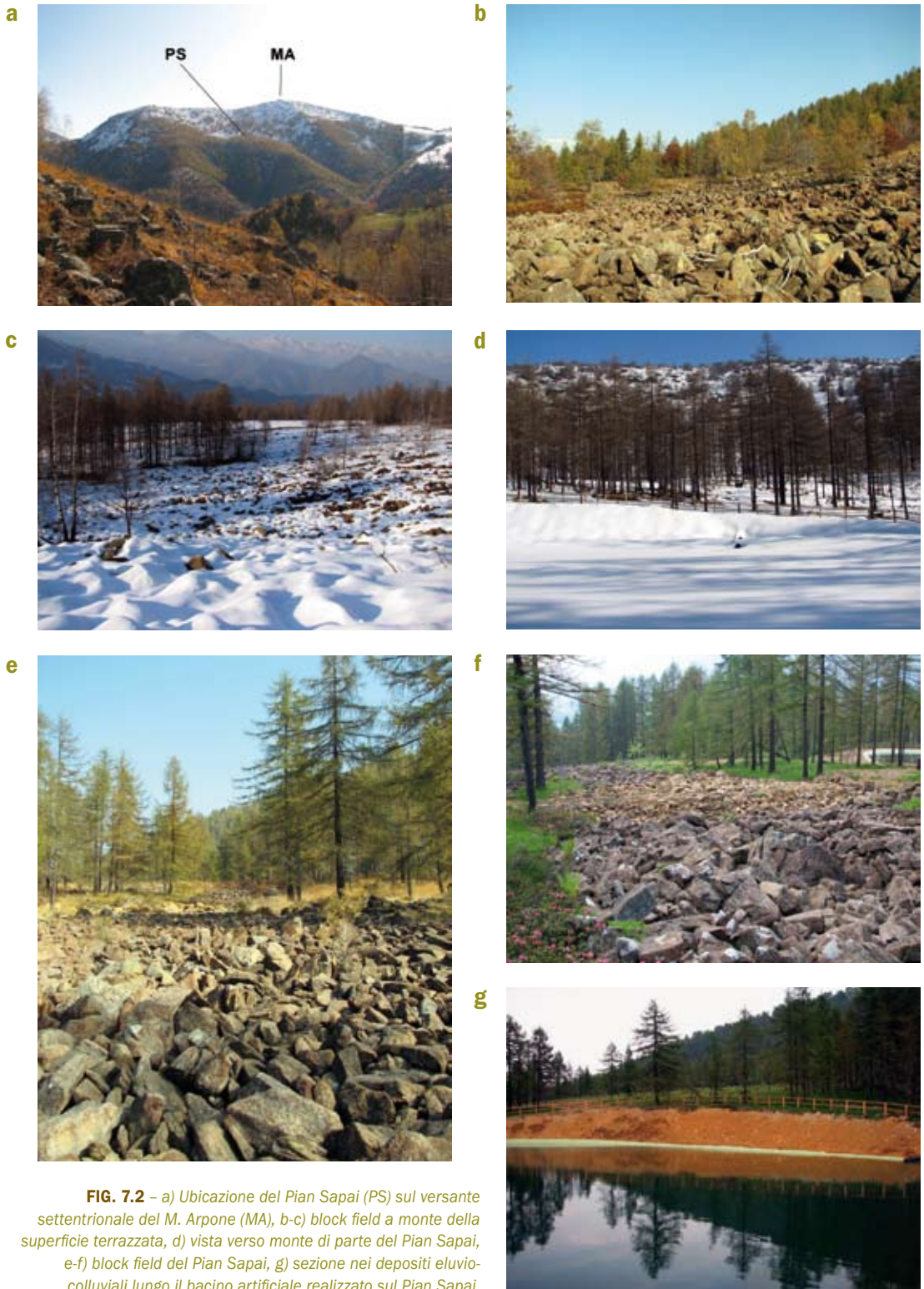


FIG. 7.2 – a) Ubicazione del Pian Sapai (PS) sul versante settentrionale del M. Arpone (MA), b-c) block field a monte della superficie terrazzata, d) vista verso monte di parte del Pian Sapai, e-f) block field del Pian Sapai, g) sezione nei depositi eluvio-colluviali lungo il bacino artificiale realizzato sul Pian Sapai.

se si attribuisce al terrazzo del Pian Sapai una età molto avanzata in cui gli altri indizi glaciali e fluviali siano stati completamente mascherati o obliterati e resi irriconoscibili. Tale ipotesi risulta tuttavia poco plausibile in quanto non si spiegherebbe come mai, invece, il terrazzo risulti essere l'unico testimone di tale modellamento nell'area di studio, peraltro così bene conservato.

Come anticipato sopra, una ipotesi congruente con il quadro paleoclimatico e morfologico delineato potrebbe attribuire la genesi e l'evoluzione di tale superficie ai processi di crioplanazione. Tali processi, grazie all'azione congiunta dei processi criotici e dell'accumulo di neve sul versante sottovento e poco soleggiato, avrebbero determinato lo sviluppo del tratto di versante a basso angolo modellato nel substrato roccioso, ricoperto da coltri detritiche e *block field*.

Tuttavia, è doveroso precisare che le ipotesi formulate in letteratura sullo sviluppo delle superfici di crioplanazione sono ancora controverse ed ambigue. La crioplanazione è un modello di processo caratterizzante l'evoluzione dei versanti in ambiente periglaciale (con clima continentale arido) anche se le morfologie associate a tale processo sono del tutto simili a quelle descritte nei climi caldi di tipo arido e semi-arido.

Ugualmente ambigui risultano essere gli affioramenti del substrato sottoforma di *tor* o di morfologie ascrivibili ad essi. Tali morfologie sono descritte in numerosi contesti di versante o di cresta dei rilievi delle medie latitudini, quasi sempre associati ad accumuli detritici quali *block field* e *block slope* (Linton, 1955; 1964; Czudek, 1964; Demek, 1964; Caine, 1967; Fahey, 1981; Firpo et al., 2005). Affioramenti rocciosi torreggianti sono presenti anche nell'area del Complesso Ultrabasico di Lanzo, sia lungo le creste spartiacque, sia nei settori medio-alti dei versanti, sia, sporadicamente, nei settori prossimi al fondovalle (cfr. Cap. 4 e Allegati). La maggior parte sono del tipo “*tor* di versante” (*valley-side tor*) e sono sempre in stretta relazione con i depositi detritici.

Benché tali morfologie abbiano sempre attratto considerevoli attenzioni da parte degli studiosi, il loro significato climatico resta tuttora incerto. Secondo alcune interpretazioni, i *tor* sono delle evidenze dell'ambiente periglaciale in cui la *frost action* (soprattutto gelifrazione e crioclastismo) ha sia modellato il substrato roccioso, sia generato le coperture detritiche che ricoprono i circostanti pendii debolmente inclinati. Una interpretazione alternativa indica la formazione dei *tor* associata ai profondi processi di alterazione avvenuti durante il Terziario seguiti dalla rimozione della regolite e dalla esposizione del substrato durante il Quaternario. Peraltro, è significativo che alcuni Autori (Linton, 1955; Jahn, 1962; Palmer & Nielson, 1962; Demek, 1964) descrivano la coesistenza di *tor* caratterizzati da entrambe le origini sopradescritte nelle stesse aree. Entrambe le interpretazioni hanno quindi un “valore periglaciale” in quanto enfatizzano sia l'azione del gelo (*frost action*) sia i processi gravitativi che potrebbero essere associati ad essa (*mass wasting*). D'altro canto, è alquanto imprudente accettare acriticamente una interpretazione genetica dei *tor* legata semplicemente alla *frost action*, in quanto tali morfologie nelle alte latitudini rappresentano solo un

ulteriore esempio dei problemi interpretativi legati ai processi di alterazione in ambiente periglaciale (*cryogenic weathering*) (French, 2007). Infatti, alcune morfologie ascrivibili ai *tor* sono state interpretate anche in termini esclusivamente di alterazione chimica (Derbyshire, 1972) o di abrasione eolica (St-Onge, 1965). Nell'area di studio, alcune concentrazioni di *tor* si riscontrano in corrispondenza delle principali zone di deformazione tettonica (ad es. M. Rognoso-Colle della Frai, Colle Lunella-Colle Portia-Colle Grisoni), evidenziando un controllo lito-strutturale importante sullo sviluppo di tali forme.

7.2.2 L'ORIGINE DEL DETRITO

L'analisi della distribuzione delle coltri detritiche nell'area di studio evidenzia uno stretto legame genetico con il substrato (FIG. 3.10 e TAB. 3.3). Infatti, il 99,5 % di tali coltri ricade all'interno dell'areale di distribuzione di rocce basiche ed ultrabasiche (appartenenti al CUL ed alle falde ofiolitiche della Zona Piemontese). In particolare, come è già stato evidenziato nel Capitolo 3, la maggiore concentrazione di *block field* e di *block stream* (circa l'83% del totale) ricade nell'area di affioramento delle peridotiti del Complesso Ultrabasico. La presenza di più sistemi di frattura e giunti, frutto della lunga storia deformativa subita, rappresenta un elemento di primo ordine nello smembramento in blocchi degli ammassi rocciosi del CUL. Come è stato descritto nel paragrafo precedente, la fratturazione favorisce, inoltre, l'innescò di processi di alterazione intra-discontinuità.

L'analisi della fratturazione (Capitolo 4) ha evidenziato che gli ammassi rocciosi del CUL presentano in generale un grado di fratturazione piuttosto elevato, la cui geometria (stile di fratturazione) condiziona forma e dimensioni dei blocchi. La fratturazione diventa più pervasiva ed evoluta in corrispondenza delle principali zone di taglio in cui si evidenziano anche processi di metamorfismo (da peridotiti a serpentiniti) e di blastesi scistogena (da serpentiniti a serpentinoscisti). La presenza di fasce di deformazione tettonica che attraversano o bordano il CUL precludono lo sviluppo delle coltri detritiche a grossi blocchi, sia a causa della presenza delle serpentiniti (meno soggette all'alterazione), sia a causa della pervasività dei sistemi di discontinuità (che danno origine a clasti di ridotte dimensioni) (Fioraso & Spagnolo, 2009). Invece, non sono state osservate relazioni dirette tra distribuzione e giacitura dei sistemi di fratturazione e produzione di detrito negli altri settori del CUL.

Le principali relazioni tra fratturazione degli ammassi rocciosi e produzione di detrito sono evidenziate dal grado di allentamento (§ 4.2.3). L'allentamento degli ammassi rocciosi, in generale, aumenta con la quota ed in base al contesto morfologico. Infatti, in prossimità delle creste, di speroni rocciosi e sugli alti versanti, dove il substrato affiora maggiormente e la copertura è spesso del tutto assente, gli ammassi rocciosi tendono via via a rilassarsi generando imponenti coltri detritiche a grossi blocchi.

Le caratteristiche granulometriche (forma, dimensione, grado di arrotondamento) degli elementi lapidei che costituiscono le coltri detritiche del CUL,

oltre ad essere strettamente collegate a densità e distribuzione delle discontinuità, dipendono anche dalla intensità dei processi di alterazione che hanno coinvolto gli ammassi rocciosi. È stato precedentemente accennato a come fratturazione ed alterazione siano tra loro associate, in quanto l'elevato grado di alterazione delle peridotiti, che interessa in modo generalizzato tutti i corpi rocciosi, si concentra particolarmente lungo le discontinuità dove si ha una maggiore circolazione idrica. Ciò favorisce l'apertura delle fratture e la formazione di materiale fine con basso grado di coesione che si deposita all'interno dei giunti. Tale situazione porta ad un generale indebolimento dell'ammasso roccioso che, se ubicato in particolari contesti morfologici, subisce un progressivo aumento del grado di allentamento.

La stretta relazione tra litologia e distribuzione delle coltri detritiche nel CUL indica che i processi di alterazione sono i principali indiziati per descrivere la genesi dei blocchi (in accordo con Fioraso & Spagnolo, 2009). Miè e Natale (1978), studiando gli effetti dell'alterazione del Complesso Ultrabasico, concludono che tali gradi di alterazione sono tipici dei processi pedologici, a loro volta strettamente legati a condizioni climatiche particolari. Esiste infatti una stretta analogia tra il contesto del CUL e gli effetti dell'alterazione di massicci peridotitici in condizioni climatiche di tipo sub-tropicale. Per verificare queste interpretazioni, sono stati effettuati dei confronti con gli effetti dei processi di alterazione che coinvolgono rocce ultrabasiche in climi sub-tropicali umidi, come peraltro già suggerito dagli stessi Autori. In particolare, è stata verificata una buona corrispondenza tra le analisi di Miè e Natale (1978) e quelle di alcuni lavori effettuati sulle peridotiti alterate della Nuova Caledonia, nell'Oceano Pacifico Meridionale (De Chételet 1947; Trescases, 1969-1975; Besset, 1978; Latham, 1986). Particolarmente interessante, ai fini del presente studio, è il modello evolutivo proposto De Chételet (1947) per illustrare la formazione dei giacimen-

ti a nichel della Nuova Caledonia (FIG. 7.3). Secondo tale modello, l'alterazione, propagandosi via via in profondità, porta ad una completa e progressiva disarticolazione del substrato peridotitico fratturato, con formazione di una coltre detritica superficiale, immersa in una matrice fine (derivante anch'essa dall'alterazione). L'alterazione ha quindi un duplice ruolo: da un lato contribuisce ad allentare il substrato aumentando l'apertura delle fratture ed isolando i blocchi, dall'altro lato produce grandi quantità di materiali argillosi (montmorillonite).

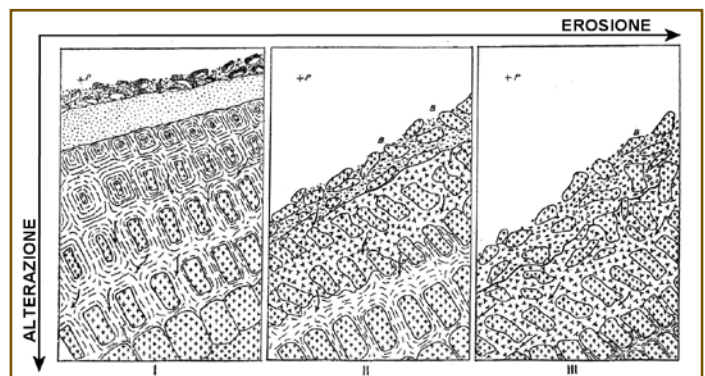


FIG. 7.3 – Modello evolutivo dei versanti peridotitici della Nuova Caledonia introdotto per spiegare l'arricchimento in nichel del substrato (De Chételet, 1947, modificato). Fase I: giacimento in fase di arricchimento; fase II: giacimento degradato dall'erosione e dalla lisciviazione; fase III: giacimento distrutto dall'erosione e della lisciviazione (giacimento morto). B: blocchi di peridotite in movimento verso il basso lungo il pendio (a causa di processi di compattazione e gravitativi); P: punto fisso nello spazio di riferimento. Dettagli nel testo.

Questo modello potrebbe essere preso in considerazione per valutare il processo genetico dei blocchi anche nel caso delle coperture detritiche del CUL: il substrato peridotitico fratturato, soggetto ad intensi fenomeni di *chemical weathering*, genera una coltre di detriti eterometrici immersi in una matrice fine. Il successivo dilavamento della matrice consente la formazione della tessitura *open work* che caratterizza la quasi totalità dei *block field* e dei *block stream* del CUL.

Tuttavia, due considerazioni principali emerse durante la fase di analisi sedimentologica e stratigrafica (§ 3.3) mettono in discussione tale modello.

Il primo aspetto riguarda la stratigrafia stessa dei *block stream*, costituiti dalla sovrapposizione di un complesso superiore (detritico) su un complesso inferiore (*diamicton* più o meno argilloso), separati tra loro da un contatto in genere piuttosto netto (FIGG. 3.18 e 3.26). Tali caratteristiche sono difficilmente spiegabili con il modello di De Chételet (1947). Infatti, se il dilavamento della matrice fine dal complesso detritico fosse successivo alla formazione della coltre detritica non si spiegherebbe il contatto netto osservato nel profilo stratigrafico. Appare più plausibile un modello in cui la deposizione della matrice fine sia antecedente, almeno in gran parte, rispetto alla deposizione del corpo detritico superiore.

La seconda considerazione fa riferimento al basso grado di arrotondamento che contraddistingue i blocchi del complesso superiore. Infatti, i blocchi immersi nella matrice fine (nel modello qui in discussione) presentano un grado di arrotondamento elevato, causato proprio dalla prolungata e/o intensa alterazione sia all'interno del substrato, sia al contatto con la matrice (cfr. FIG. 7.3). Viceversa, i blocchi angolosi costituenti il complesso detritico superiore, non sembrano aver subito tali processi di alterazione prolungati o così intensi. Sembra più plausibile, quindi, che l'alterazione dei blocchi sia avvenuta principalmente lungo le discontinuità, quando ancora i blocchi erano parte degli ammassi rocciosi.

Entrambe queste considerazioni portano ad ipotizzare una deposizione del complesso detritico superiore successiva al dilavamento ed accumulo della matrice fine. Solo la parte inferiore del complesso detritico, caratterizzato da clasti con un grado di arrotondamento più elevato, potrebbe aver subito processi di alterazione (*subsurface weathering*) a contatto con una matrice, al top del complesso inferiore, successivamente asportata.

Un'ultima considerazione che porta ad escludere la validità del modello di De Chételet per descrivere la genesi degli accumuli detritici del CUL deriva proprio dal confronto con l'ambiente in cui è stato formulato tale modello. Infatti, sui versanti dei massicci peridotitici della Nuova Caledonia (FIG. 7.4) non sono presenti coperture detritiche analoghe a quelle presenti nell'area del CUL. Il modello di De Chételet verrà ripreso successivamente (§ 7.3) per descrivere la genesi di altri depositi presenti nell'area di studio, fornendo alcuni interessanti spunti di discussione sui vincoli cronologici e paleo-climatici.

Analizzando ulteriormente la distribuzione delle coperture detritiche

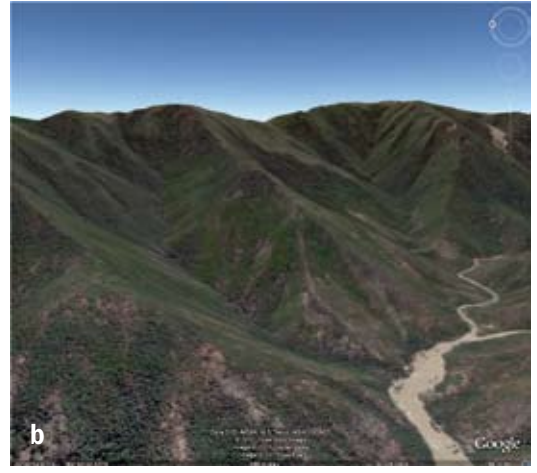
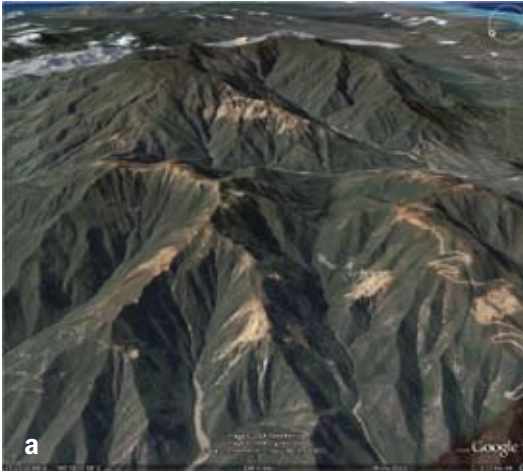


FIG. 7.4 - Vista prospettica virtuale (da Google Earth) dei versanti dei massicci peridotiti della Nuova Caledonia (Oceano Pacifico Meridionale, 21°02'48" S - 165°69'19" E). I rilievi (elevati di circa 500 m slm) presentano una copertura vegetale continua (a, b) e, localmente, sono interessati da intensa attività estrattiva (a).

nell'area di studio, si osserva che i *block field* sono prevalentemente segnalati nei settori altimetrici più elevati e su versanti esposti verso il quadrante nord nell'area del CUL (**FIG. 7.5**). Da tale distribuzione si evince che esiste un controllo anche da parte della quota e dell'esposizione dei versanti nella localizzazione dei *block field*. È quindi ipotizzabile un certo legame genetico tra le caratteristiche climatico-morfologiche dell'area e l'origine dei blocchi.

In base ai risultati dell'analisi climatica effettuata nel Capitolo 5 (utilizzando dati di letteratura riferiti al trentennio 1951-1986, **Biancotti & Bovo, 1998**), si deduce che in generale l'area oggetto di studio non rientra nell'ambiente periglaciale a causa delle temperature medie annue dell'aria (TMAA) > 3° C (cfr. § 5.2.1). Tuttavia, considerato il valore delle precipitazioni medie annue (1100-1350 mm) e la TMAA interpolata di 4° C raggiunta nei settori dello spartiacque principale del CUL, è ragionevole ipotizzare che, localmente, nei settori più elevati e meno soleggiati, si raggiungano le condizioni di un ambiente periglaciale s.l. o s.s. (TMAA = 0-3° C, **Guglielmin, 2003**). In base a questi dati, si esclude senza dubbio la possibilità che l'area del Complesso Ultrabascico rientri in un contesto climatico relativo all'ambiente di *permafrost* (TMAA < 0° C). Probabilmente, tali condizioni si raggiungono solo in corrispondenza dei settori più elevati e meno soleggiati del M. Civrari (ad ovest del Col del Lis).

In base a tali considerazioni, nei settori più elevati e meno soleggiati lungo lo spartiac-

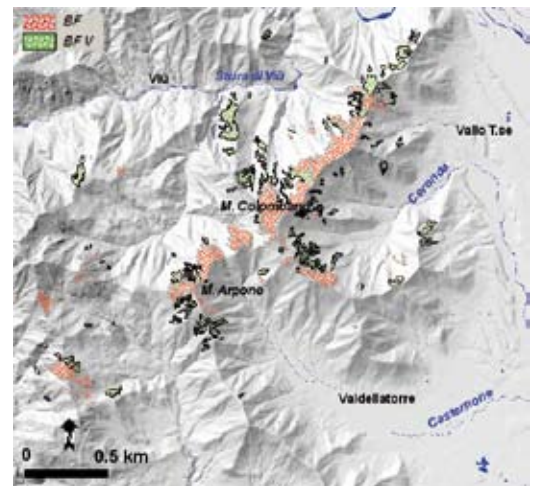


FIG. 7.5 - Distribuzione delle coltri detritiche classificate come *block field* (BF) e *block field vegetati* (BFV) nell'area di studio.

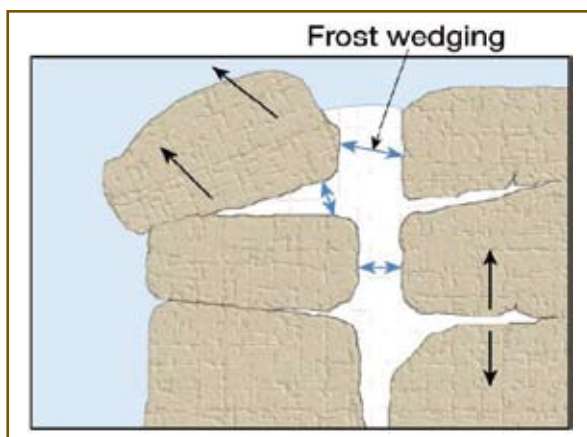


FIG. 7.6 – Schema dell'azione del *frost wedging* esercitata dal ghiaccio (in bianco) in un substrato roccioso fratturato (in marrone). Le frecce azzurre indicano il vettore della forza esercitata dalla espansione del ghiaccio nella frattura, mentre le frecce nere indicano il vettore spostamento delle porzioni rocciose a causa della spinta del ghiaccio.

dei processi di *frost weathering*, questi ultimi non sono gli unici a produrre blocchi angolosi (Ollier, 1984; Boelhouwers, 1999). Infatti, non esistono caratteristiche diagnostiche per identificare la produzione di detrito legata a processi di *frost weathering* (White, 1976). Inoltre, è bene precisare che il crioclastismo non è in grado di produrre nuove fratture ma solamente di aumentare l'apertura di quelle già presenti (Guglielmin, 2007). Sono infatti le discontinuità (fratture, faglie, fasce milonitiche, piani di foliazione, stratificazioni, scistosità, ecc.) già esistenti nella roccia ad essere le vie preferenziali secondo le quali si esplica il *frost wedging*.



FIG. 7.7 – Probabili effetti differenti della termoclastesi su rocce leucocratiche e melanocratiche in ambiente periglaciale attuale (Valle Stura di Demonte, Alpi Marittime, q. 2470 m slm circa). Le rocce di colore scuro (metabasiti) presentano un grado di fratturazione e di disarticolazione nettamente superiori rispetto a quelli delle rocce chiare (anatesiti).

que principale del CUL, è quindi plausibile ipotizzare che alla formazione dei *block field* abbiano contribuito in modo anche prevalente i processi di *frost weathering* con particolare riferimento a quelli di *frost wedging* (FIG. 7.6).

I fenomeni di *frost wedging* sono tipici di ambienti in cui prevalgono i cicli di gelo-disgelo (gelo stagionale in ambiente periglaciale o no), legati alle oscillazioni positive e negative intorno a 0° C. L'azione di tali fenomeni consentirebbe di spiegare anche l'origine dei blocchi angolosi dei *block field* nel CUL. Tuttavia, è necessario sottolineare che, sebbene il basso grado di arrotondamento dei clasti sia generalmente utilizzato come un possibile effetto

Recentemente, Hall (1998) e French (2007) hanno rivalutato e ridimensionato il ruolo dei processi di gelo-disgelo nella produzione di detrito, attribuendo una importanza maggiore al ruolo dello shock termico ed alla usura della roccia per stress termico. Questo fenomeno (*insolation weathering* o "*spalling*") è legato ai cambiamenti di volume (espansione e contrazione) indotti dalle variazioni termiche (FIG. 7.7). I fattori che condizionano la resistenza di una roccia allo stress termico sono la diffusività termica, la resistenza a trazione, il coefficiente di dilatazione termica ed il modulo di elasticità della roccia (modulo di Young). Le considerazioni teoriche suggeriscono che la rottura della roccia a causa delle variazioni termiche legate alle

variazioni di insolazione è favorita dalla presenza di piccole quantità di umidità. Ciò rende necessaria la presenza di una porosità della roccia legata a microfratturazione (French, 2007). Benché alcune ipotesi di lavoro in tal senso fossero state proposte anche nel caso di studio del CUL, si è deciso di rimandare l'approfondimento di tale aspetto ad una fase successiva di studio di maggior dettaglio. Inoltre, l'elevato grado di fratturazione predisponente delle rocce rende, al momento, del tutto superfluo richiamare lo shock termico quale causa di produzione del detrito; ciò trova riscontro anche nelle osservazioni sul campo durante le quali non sono stati evidenziati elementi diagnostici di processi legati allo shock termico.

Le considerazioni sopra esposte confermerebbero dunque l'ipotesi di Capello (1963) da cui si è partiti, in cui la grande produzione di detrito è sì legata all'assetto lito-strutturale del substrato ma è amplificata dai processi di *frost weathering*. Tale ipotesi è confermata anche dalle evidenze attuali nell'area di studio in cui si sono riscontrati effetti diretti dei cicli gelo-disgelo, sebbene non si sia potuta verificare l'efficacia di tali processi nella produzione attuale di detrito. Nell'area del CUL non si hanno, invece, evidenze della esistenza di condizioni di *permafrost*, né recenti/attuali (i dati climatici, peraltro, ne escludono la possibilità) né relitte. Il *protalus rampart* ubicato a 1650 m di quota presso la Loc. Fontana del Toruj (versante nord-orientale del M. Civrari, § 5.4) indica, tuttavia, che condizioni di *permafrost* sono state registrate nelle immediate vicinanze, anche a quote compatibili con quelle dello spartiacque principale del CUL. Ulteriori riflessioni sul ruolo del *frost weathering* nell'area del CUL verranno riprese nei paragrafi successivi nel tentativo di completarne il modello evolutivo.

In conclusione, il modello genetico proposto per spiegare l'origine dei blocchi che costituiscono le estese coltri detritiche del Complesso Ultrabásico può essere così sintetizzato (FIG. 7.8):

- 1) Il substrato presenta un elevato grado di fratturazione predisponente, derivato dalla lunga storia deformativa di tipo fragile subita (FIG. 7.8a);
- 2) durante le fasi di modellamento del rilievo, l'area del CUL subisce l'azione di intensi processi di alterazione che, nei settori più elevati, avviene prevalentemente lungo le discontinuità;
- 3) i processi di alterazione ed illuviazione causano il riempimento delle fratture di materiale fine, con basso grado di coesione; ciò enfatizza i processi di alterazione intra-discontinuità con sviluppo del *cortex* e della scabrezza delle superfici dei blocchi;
- 4) successivamente, i processi di alterazione subiscono un rallentamento (almeno nei settori di cresta) ed il substrato viene portato in affioramento a causa dei processi di erosione e dilavamento che asportano la copertura ed il materiale fine di riempimento delle fratture (FIG. 7.8b);

FIG. 7.8

Schema concettuale delle fasi evolutive associate all'origine dei blocchi nell'area del CUL. Dettagli nel testo (cfr. FIG. 4.9 per ulteriori commenti).



- 5) il materiale fine si accumula nei settori medio-bassi dei versanti e gli ammassi rocciosi in affioramento sono caratterizzati da fratture per lo più aperte;
- 6) l'azione combinata della gravità e dei processi di *frost weathering* determina una amplificazione della apertura delle fratture; gli ammassi rocciosi in particolari condizioni di equilibrio precario aumentano il loro grado di allentamento (FIG. 7.8c);
- 7) la progressiva disarticolazione degli ammassi rocciosi produce una grande quantità di detrito a grossi blocchi con basso grado di arrotondamento che inizialmente si accumula a ridosso delle aree sorgenti (FIG. 7.8d);
- 8) con il progredire della disarticolazione, molti affioramenti vengono completamente smantellati; altri, in parte resistenti all'erosione, assumono la forma di *tor*.

7.2.3 DINAMICA E CINEMATICA DEI *BLOCK STREAM*

Nel Capitolo 6 sono stati analizzati i numerosi indizi che confermano l'ipotesi che i *block stream* del CUL sono il risultato di fenomeni di trasporto in massa. Infatti, le numerose evidenze morfologiche e stratigrafico-sedimentologiche del complesso detritico superiore (quali le morfologie allungate e le terminazioni lobate delle lingue detritiche, le rughe, le dorsali e le depressioni allungate, rettilinee e/o arcuate, le depressioni chiuse, la gradazione inversa, la presenza di clasti verticalizzati, iso-orientati e/o embricati ed i blocchi ciclopici

“galleggianti”) lasciano pochi dubbi sull’esistenza di una dinamica nell’accumulo dei corpi detritici.

Nell’ambito dello stesso capitolo si è analizzato, inoltre, se tale dinamica sia, o meno, ancora attiva. L’analisi sullo stato di attività delle coltri detritiche ha fornito risultati controversi. Infatti, risulta difficile comprendere quali meccanismi abbiano contribuito alla loro dinamica e, soprattutto, se tali movimenti siano generalizzati o localizzati, antichi o recenti/attuali. Gli elementi raccolti sembrano indicare la presenza di movimenti diacroni e a carattere locale, alcuni avvenuti in tempi recenti. Le evidenze indirette dei movimenti portano a concludere che tali coltri detritiche presentano una generale stabilità anche se non si escludono attivazioni localizzate. Il rimodellamento che alcuni corpi detritici stanno subendo attualmente ad opera del reticolo idrografico minore, con processi di erosione rimontante a spese degli stessi *block stream*, potrebbe essere una conferma di tale stabilità.

Capello (1963) ritiene le coltri detritiche del CUL in gran parte stabili anche se riporta informazioni relative a movimenti avvenuti localmente. Per misurare tali movimenti installa un rudimentale sistema di monitoraggio di cui, però, si è persa traccia e non si hanno informazioni relative a misurazioni. Fioraso & Spagnolo (2009) sostengono che le coperture detritiche del CUL sono caratterizzate da numerosi indizi di movimento pregressi ed in atto che confermerebbero che questi fenomeni sono in taluni casi tuttora in lenta ma graduale evoluzione. Gli stessi Autori si sbilanciano nella valutazione della velocità di traslazione di alcune lingue detritiche (stimata in alcuni millimetri all’anno) benché non suffragata da dati strumentali.

Nel § 6.4 si è cercato di dare una risposta quantitativa a tale problema, analizzando i dati interferometrici satellitari di nuova generazione (PS-InSAR™). Come evidenziato al termine dell’analisi PS, anche in questo caso i risultati sono controversi, confermando quanto riportato in letteratura e nella pratica in riferimento alle cautele da adottare nell’interpretazione di questi dati, soprattutto se non confortati da ulteriori misurazioni strumentali di verifica.

L’analisi PS ha messo in luce, da un lato, l’esistenza di anomalie cinematiche all’interno delle coperture detritiche del CUL e, da un altro lato, la difficoltà di esprimere quantitativamente l’entità di tali anomalie. Al momento, i risultati dell’analisi PS si ritengono ancora parziali ed insoddisfacenti e pertanto non utilizzabili ai fini della presente ricerca, richiedendo, evidentemente, un ulteriore approfondimento per poter essere interpretati. Ciò vale in particolar modo per l’analisi delle serie storiche (§ 6.4.2) che sembra fornire informazioni interessanti relative ad una stagionalità dei movimenti (risultando quindi particolarmente utile alla definizione di un modello cinematico dei *block stream*) ma che, come si è detto, lascia ancora ampi margini di incertezza dal punto di vista interpretativo. Nel tentativo, quindi, di ricostruire un modello cinematico dei *block stream* del CUL si è fatto ricorso ad una serie di considerazioni di tipo speculativo-deduttive, basate su alcuni elementi morfologici, geotecnici e strutturali e su dati di letteratura.

Il primo termine qui considerato è l'inclinazione delle lingue detritiche. Tale parametro evidenzia una variabilità piuttosto ampia tra 0 e 51° (cfr. **FIG. 3.13**). Oltre il 73% dei *block stream* ha una inclinazione massima compresa tra 30 e 45°, l'84% presenta una inclinazione media compresa tra 20 e 35° e circa il 40% del totale delle lingue detritiche ha una inclinazione minima inferiore ai 10°. Un *range* di inclinazione di 35÷45° è del tutto compatibile con l'angolo di attrito interno del materiale detritico del complesso superiore, mentre inclinazioni < 20° potrebbero esprimere l'influenza di materiali più fini nella definizione del pendio. Quest'ultimo aspetto potrebbe essere riferito al coinvolgimento del complesso inferiore, costituito da un *diamicton* con percentuali variabili di materiali fini.

I dati granulometrici e geotecnici relativi ad 11 campioni (**TAB. 3.4**) prelevati all'interno del complesso inferiore in sezioni trasversali verticali di alcuni *block stream* (unitamente a quattro analisi granulometriche disponibili in letteratura, **FIG. 3.24**) indicano che la matrice è costituita da una ghiaia con sabbia e silt in genere debolmente argillosa (silt + argilla = 23,4÷41,3%, con l'argilla che varia tra 4,6 e 20,9%). I limiti di consistenza indicano che la parte più fine della matrice è classificabile (*sensu* Casagrande, 1948) come limi e/o argille inorganiche con compressibilità e plasticità media (per 6 campioni su 11) e bassa (per 4 campioni su 11) e come limi inorganici di alta compressibilità per un campione. L'indice di plasticità (PI), che esprime il campo di variazione del contenuto d'acqua all'interno del quale il materiale ha un comportamento plastico (cioè senza subire cambiamenti di volume e fessurazioni se deformato), evidenzia che tutti i campioni hanno comportamento da "non plastico" (PI = 0÷5) a "poco plastico" (PI = 5÷15). L'indice di consistenza (IC) conferma che si tratta di materiale da semisolido a solido (IC > 1) con una relativamente elevata resistenza al taglio (Lancellotta, 1993).

Le caratteristiche di plasticità e di consistenza evidenziate dalle analisi geotecniche sono del tutto compatibili con la formazione di strutture di taglio durante la deformazione. Tali strutture si generano ed evolvono in materiali con scarsa plasticità in cui si siano raggiunte o superate le condizioni di rottura (superamento della resistenza al taglio del materiale). Le discontinuità che si vengono a creare consentono al materiale di deformarsi dissipando le forze a cui è sottoposto. Ciò trova conferma nelle strutture osservate localmente all'interno del complesso inferiore (**FIG. 3.25**), caratterizzate da superfici discontinue, ad andamento planare, con giacitura circa parallela al pendio, in corrispondenza delle quali si evidenziano delle strie meccaniche (*linear-feature slickensides*, *sensu* Means, 1987) e l'iso-orientazione dei clasti. Tali strutture (*soft-sediment deformation*) possono essere, quindi, interpretate come evidenze di movimenti avvenuti all'interno della matrice in seguito alla sua deposizione ed ad un suo parziale addensamento.

Le prove di taglio effettuate su un campione ricostituito (Viù C3, **TAB. 3.4**) hanno fornito un angolo di attrito residuo variabile tra 36,2 e 43,5° (con coesione nulla), del tutto compatibile con l'angolo di attrito interno delle ghiaie

e delle sabbie. La presenza di una frazione argillosa potrebbe ridurre l'angolo di attrito, anche se Skempton (1964) ha messo in evidenza che sedimenti con un contenuto di argilla pari al 20% si comportano come le sabbie o i silt. È anche vero, però, che l'angolo di attrito interno delle argille varia a seconda della loro natura (da 5° nelle montmorilloniti a 15° nelle caoliniti) (Skempton, 1985). Il tipo di argilla presente nel sedimento assume, inoltre, particolare importanza se presenta anche caratteristiche peculiari. La montmorillonite, infatti, la cui presenza è segnalata in alcuni depositi presenti nel CUL (Miè & Natale, 1978), si caratterizza per gli elevati coefficienti di espandibilità (Karaborni et al., 1996; Bell, 1998; Katti & Katti, 2003) in grado di determinare fenomeni di rigonfiamento e contrazione in funzione del grado di idratazione della matrice. Tale caratteristica, naturalmente, condiziona anche le caratteristiche geomeccaniche dei sedimenti.

Tuttavia, per poter affrontare in modo rigoroso una trattazione delle caratteristiche geotecniche dei materiali che costituiscono il complesso inferiore, sono necessari ulteriori approfondimenti sia dal punto vista geomeccanico sia dal punto di vista della definizione della tipologia delle argille presenti (attraverso analisi difrattometriche). Si è quindi deciso di rinviare ad una successiva fase di studio di dettaglio tale approfondimento soffermandosi, in questo caso, sulle caratteristiche generali e qualitative dei materiali fini del complesso inferiore.

In sintesi, quindi, si può affermare che:

- a maggior parte dei *block stream* ha una pendenza media compresa nell'intervallo di variabilità dell'angolo di resistenza al taglio (angolo di attrito interno) delle sabbie-ghiaie;
- che il complesso inferiore è costituito da una matrice ghiaioso-sabbiosa \pm siltoso-argillosa;
- che all'interno del complesso inferiore si osservano strutture di movimento parallele al pendio.

Le considerazioni sopra esposte suggeriscono un modello cinematico per i *block stream* basato sulla evoluzione di processi gravitativi lungo i pendii (in accordo con Fioraso & Spagnolo, 2009). Il progressivo accumulo di sedimenti lungo i versanti ha consentito l'avvio di lenti e graduali movimenti gravitativi con prevalenti meccanismi di *creep* (Terzaghi, 1954; Potter & Moss, 1968), testimoniati dalla presenza di strutture di flusso individuate all'interno del complesso inferiore. Il termine *creep* qui utilizzato si riferisce ad una deformazione lenta (dell'ordine dei mm-cm/anno), prolungata nel tempo, dovuta alla forza di gravità (*gravitational creep*, McKean et al., 1993), senza alcuna implicazione di condizioni particolari di stress, di evoluzione degli sforzi applicati o di cambiamenti di volume nel materiale. La presenza di argilla all'interno del complesso inferiore può aver favorito il movimento dei sedimenti e delle sovrastanti coltri detritiche anche in presenza di valori di acclività inferiori ai 20°. Tale aspetto è tuttavia

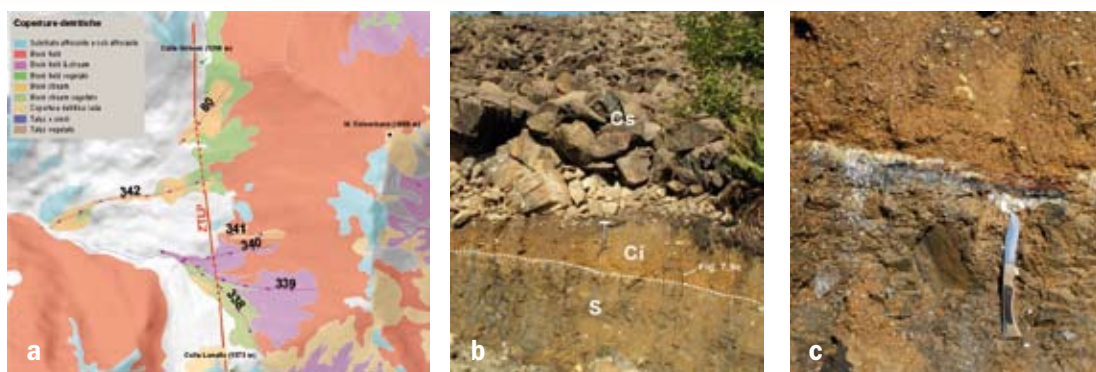


FIG. 7.9 – a) Stralcio della carta delle coperture detritiche dell'area del CUL per il versante occidentale del M. Colombano; b) sezione verticale del block stream 342 (Cs: Complesso detritico superiore, Ci: Complesso inferiore, S: substrato roccioso costituito da calcescisti, linea tratteggiata: superficie di scivolamento costituito da un livello di materiale plastico derivante da rocce di faglia); c) dettaglio del livello plastico che delinea la probabile superficie di scivolamento (foto b e c di G. Fioraso). Dettagli nel testo.

da verificare in quanto i pochi dati granulometrici a disposizione indicano una generale scarsità della componente argillosa.

In alcuni casi la dinamica gravitativa è favorita ed accelerata da altri fattori, come nel caso del *block stream* n. 342 ubicato sul versante occidentale del M. Colombano (**FIG. 7.9**) la cui superficie di scivolamento è localizzata al contatto con il substrato roccioso. In corrispondenza della superficie di scivolamento è presente un livello centimetrico sviluppato a spese di alcune scaglie di serpentiniti e prasiniti associate alla Zona di Taglio di Colle Lunella - Colle Portia (ZTLUP in **FIG. 7.9**). Questo livello particolarmente plastico ha probabilmente accelerato il moto del flusso che ha a sua volta controllato la peculiare morfologia del corpo detritico, unica in tutta l'area del CUL (10÷12 m di larghezza minima, lunghezza totale di oltre 1300 m e con una fronte a forma di conoide allungato).

In questo quadro evolutivo la coltre detritica sembra avere svolto un ruolo sostanzialmente passivo in quanto completamente priva di coesione. A seguito del lento scorrimento verso valle della matrice, il detrito soprastante ha subito unicamente una riorganizzazione interna evidenziata dalla diffusa presenza di strutture di tipo *coarsening upward* (**FIG. 3.18**). Oltre alla composizione mineralogica e granulometrica della matrice, altre variabili quali l'acclività dei versanti, lo spessore dei sedimenti e il grado di umidità possono di volta in volta intervenire nel controllare la velocità e l'entità della deformazione dei *block stream*. Locali variazioni di questi parametri possono determinare una diversa risposta reologica dei sedimenti allo stress gravitativo e conseguentemente originare componenti di movimento differenziali all'interno dei *block stream*. I movimenti differenziali entro le coltri detritiche sono evidenziati attraverso gli elementi morfologici (dorsali, depressioni, rughe, lobi) descritti nei Capitoli 3 e 5. Non si esclude che alcune di queste morfologie siano legate a localizzati fenomeni di subsidenza causati dall'assestamento del complesso detritico a seguito della rimozione della matrice sottostante da parte del deflusso sub-detritico (Lovejoy, 1972; Mills, 1988).

Tuttavia, alcune caratteristiche morfologiche e sedimentologiche (quali, ad esempio, i blocchi iso-orientati e verticalizzati, **FIG. 5.14**) del complesso superiore sono del tutto analoghe a quelle descritte nei *block stream* in ambiente periglaciale (Denny, 1956; Potter & Moss, 1968; Caine, 1972; Gutierrez & Peña, 1977; Firpo et al., 2005). È, quindi, possibile ipotizzare la presenza di meccanismi legati a processi criotici per spiegare la dinamica dei *block stream* nell'area del Complesso Ultrabascico di Lanzo?

Hutchinson (1991) afferma che le caratteristiche dei materiali analoghi a quelli che costituiscono il complesso inferiore sono particolarmente predisposte ai processi di *frost heaving*. *Frost heave* (criosollevaramento) e *thaw-consolidation* (consolidazione da disgelo), unitamente alla gravità, rappresentano i meccanismi principali che governano molti processi criotici. In questi casi prevalgono movimenti traslativi superficiali legati alle elevate pressioni interstiziali prodotte durante la fase di disgelo stagionale. La difficoltà di dissipare le pressioni interstiziali in eccesso a causa della presenza di livelli impermeabili (costituiti da ghiaccio e/o silt + argilla) nel sedimento è in grado di produrre movimenti in versanti con pendenza anche di $1\div 2^\circ$ sotto l'azione del proprio peso (Washburn, 1979).

I processi di *frost heave* e *thaw-consolidation* possono anch'essi condurre a processi di *creep* (*frost creep*, Benedict, 1970; Washburn, 1979), associati a fenomeni di soliflusso (*solifluction*, Andersson, 1906) e/o di geliflusso (*gelifluction*, Washburn, 1979) (**FIG. 7.10**). Il processo di geliflusso è un tipo particolare di soliflusso che implica la presenza di un terreno stagionalmente gelato o in condizioni di *permafrost*.

Ricollegandoci alle considerazioni espresse nel precedente § 7.2.2 sulla potenziale azione del *frost weathering* nell'origine dei blocchi, anche nel caso della dinamica dei *block stream* è possibile richiamare l'esistenza di condizioni periglaciali per indicare un possibile modello evolutivo. In base ai dati climatici attuali e recenti appare più probabile l'azione dei processi criotici legati a condizioni di gelo stagionale nel contesto del CUL, piuttosto che a condizioni di *permafrost*. In questo caso, l'ipotesi dell'esistenza di processi criotici che abbiano interessato il complesso inferiore non è suffragata da diagnostiche evidenze di terreno (es. crioturbazioni). Non si esclude, tuttavia, che vi sia una convergenza morfologica e cinematica delle due tipologie di processi (*gravitational creep* e *frost creep*) che non rende possibile una loro netta distinzione.

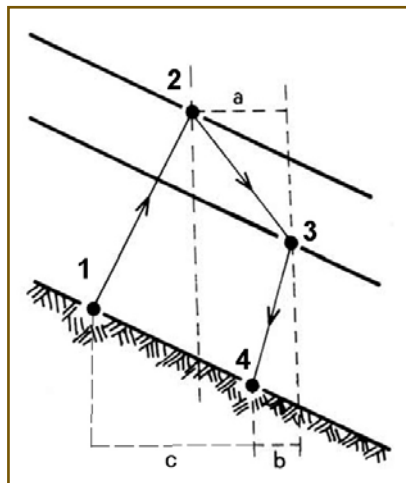


FIG. 7.10 – Criosollevaramento (1-2) e geliflusso (2-4): a = componente di movimento data dal geliflusso, b = movimento retrogrado dovuto alla coesione, c = spostamento effettivo (Guglielmin, 1997, modificato).

Inoltre, è possibile che tali processi abbiano agito in tempi e luoghi differenti, ovvero vi sia stata una coesistenza di entrambi i processi. Quindi, nei settori più elevati e/o meno soleggiati (soprattutto se a debole pendenza) dei versanti del Complesso Ultrabasico è verosimile la prevalenza di fenomeni legati all'alternarsi di cicli di gelo-disgelo. Nei settori medio-bassi dei versanti (soprattutto se a pendenza medio-alta) prevalgono i movimenti di tipo gravitativo. In condizioni paleo-climatiche più fredde delle attuali è ipotizzabile che abbiano prevalso i meccanismi di geliflusso, anche in presenza di locali condizioni di *permafrost*.

Gli elementi che possono indicare l'esistenza di processi criotici nella dinamica dei *block stream* del CUL, sono:

- le plausibili condizioni climatiche e soprattutto paleo-climatiche di tipo periglaciale, specialmente nei settori più elevati dell'area;
- l'evidenza di movimenti che hanno interessato le coperture detritiche caratterizzate da bassissima acclività (< 5°);
- una generale scarsa presenza di argilla nella matrice del complesso inferiore (come testimoniano i pochi dati granulometrici a disposizione) che non giustifica i movimenti esclusivamente gravitativi in condizioni di acclività bassa (< 15°);
- le evidenze morfologiche e sedimentologiche, per alcuni *block stream* del CUL, analoghe a quelle dei *block stream* descritti in ambiente periglaciale;
- l'assenza di movimenti attuali generalizzati nell'area di distribuzione delle coltri detritiche del CUL, in un contesto climatico attuale "non periglaciale".

Altri elementi, invece, mettono in discussione l'ipotesi periglaciale nella evoluzione dei *block stream*, fra questi vi sono:

- la quota minima molto bassa (490 m slm) raggiunta dalle fronti di alcuni *block stream* (**FIGG. 3.8 e 3.11**);
- la presenza di argille rigonfianti (montmorillonite) nella matrice del complesso inferiore, sufficiente a giustificare una ridotta resistenza al taglio dei materiali;
- l'acclività media prevalente (~30°) delle coltri detritiche, sufficiente a giustificare movimenti di tipo esclusivamente gravitativo;
- la mancanza, nei *block stream* del CUL, di diffusi elementi caratteristici dei *block stream* descritti in ambiente periglaciale (quali ad esempio i blocchi verticalizzati ed isorientati);
- l'assenza di evidenze dirette di crioturbazione o dell'azione dei cicli di gelo-disgelo nei sedimenti del complesso inferiore.

L'assenza di evidenze della *frost action* nei sedimenti fini del complesso inferiore può anche essere giustificata attraverso due modelli alternativi a quelli finora proposti che riprendono quelli forniti da Czudek & Demek (1972) e da Romanovskii & Tyurin (1983).

Un primo modello considera l'ipotesi di movimenti che interessano quasi

esclusivamente il complesso detritico superiore grazie alla presenza di ghiaccio interstiziale. In questo caso la matrice può anche non essere coinvolta nella dinamica del *block stream*, che funge da letto sul quale fluisce la miscela ghiaccio-detriti. Tale ipotesi trova rare conferme in alcuni elementi diagnostici riscontrati nel corso dei rilevamenti geologici, sebbene la loro scarsità indichi che tale modello non può essere ritenuto predominante per descrivere la dinamica dei *block stream* del CUL.

Un secondo modello richiama i processi di dilavamento dei materiali fini a cui si è fatto cenno nel paragrafo precedente. È possibile, infatti, che i materiali fini interessati da cicli di gelo-disgelo e da *frost creep* abbiano subito un processo di destrutturazione tale da diventare particolarmente vulnerabili all'erosione esercitata dai flussi idrici sub-detritici. Ciò consente di dare spiegazione anche del processo di *subsurface weathering* (cfr. § 7.2.2) che ha coinvolto la base del complesso detritico superiore. In base a questo modello, quindi, la *frost action* coinvolge principalmente l'interfaccia tra i complessi superiore ed inferiore, in cui la dinamica delle coltri detritiche determina la gradazione inversa; i clasti di dimensioni minori scendono verso la base (*seave selection*) del complesso superiore dove si amalgamano con la matrice fine del complesso inferiore interessata dalla *frost action*. I blocchi di dimensioni maggiori galleggiano su tale substrato semovente e vengono trasportati come su un *tapis roulant*. Ciò consente loro di conservare una tessitura *open work* ed il basso grado di arrotondamento mentre i clasti immersi nella matrice subiscono un progressivo, seppur debole, arrotondamento. Quando i processi erosivi diventano prevalenti, la matrice fine incoerente (indebolita dallo stress termo-meccanico subito) viene asportata lasciando lo scheletro di clasti sub-arrotondati a contatto con i soprastanti blocchi angolosi.

7.3 VINCOLI CLIMATICI, PALEO-CLIMATICI E CRONOLOGICI

I modelli interpretativi relativi alla evoluzione dei versanti, dei *block field* e dei *block stream* del CUL denotano una stretta relazione con l'evoluzione delle condizioni climatiche nell'area. D'altro canto non potrebbe essere diversamente in quanto tipologia ed intensità dei processi morfodinamici esogeni sono legati principalmente al fattore climatico. Il rilievo, di conseguenza, modifica il suo equilibrio in risposta alle sollecitazioni "morfo-climatiche" ricevute. Quindi, ricostruire la storia morfoevolutiva dell'area oggetto di studio significa inevitabilmente ricostruirne (o per lo meno delinearne) anche l'evoluzione climatica e viceversa.

Nel § 7.2, descrivendo i modelli interpretativi, si è più volte fatto cenno a due condizioni climatiche principali, una sub-tropicale ed una periglaciale, succedutesi nel tempo. Alla prima sono stati associati gli intensi fenomeni di alterazione che caratterizzano gran parte delle rocce e dei depositi del CUL; alla

seconda si sono riferiti principalmente la genesi dei *block field* e l'evoluzione dei *block stream*.

Il modello proposto da De Chételet (1947) (FIG. 7.3) per illustrare l'evoluzione dei versanti dei massicci peridotitici della Nuova Caledonia è caratteristico di un ambiente soggetto ad intensi processi di alterazione in condizioni climatiche di tipo sub-tropicale. Tale modello, che nella presente discussione si è dimostrato non adatto a spiegare la genesi dei *block field* e dei *block stream* del CUL, può essere applicato per illustrare la genesi dei depositi dell'Unità di Almese (§ 2.2.2, FIG. 2.14 e FIG. 2.15; § 4.3.2, FIG. 4.18). A questa unità, che affiora con relativa continuità alla base dei versanti del CUL, è stata attribuita una interpretazione genetica legata ai fenomeni di *debris flow* (Balestro et al., 2009). In realtà, è possibile distinguere due facies principali. Una effettivamente riconducibile ai processi torrentizi, caratterizzata da depositi con una stratificazione inclinata talvolta non ben definita, con tessitura prevalentemente *clast supported* e blocchi eterometrici (R. Creus, Varisella) (FIG. 2.14b). La seconda, osservabile in località Miosa (Almese) (FIG. 2.14a e FIG. 4.18), è costituita da un deposito *matrix supported* con una matrice ghiaioso-sabbiosa molto alterata che ingloba ciottoli e blocchi prevalentemente peridotitici, anch'essi molto alterati. Il modello di De Chételet ben si adatta ad interpretare la genesi e l'evoluzione di questa seconda facies.

Nel contesto climatico sub-tropicale delineato si ha quindi una intensa alterazione del substrato (*chemical weathering*) che conduce sia alla sua disarticolazione, sia alla produzione di abbondante matrice fine. I processi di erosione che agiscono sui versanti asportano e trasportano i depositi derivanti dall'alterazione che vengono accumulati alla base dei versanti dove subiscono ulteriori processi di alterazione (facies "Miosa"). In corrispondenza delle incisioni torrentizie, gli stessi depositi, grazie anche alla abbondante presenza di una matrice coesiva, alimentano i fenomeni di *debris flow* che edificano ampi conoidi coalescenti nella fase di accumulo (facies "R. Creus").

L'Unità di Almese si interdigita con i depositi "villafranchiani" dell'Unità di La Cassa (cfr. § 2.2.2, FIG. 2.12), che rappresenta un importante *marker* crono-stratigrafico e paleo-climatico. L'unità è costituita da due termini sovrapposti (Complesso Inferiore e Superiore, Forno et al., 2007), separati da una discontinuità erosiva e geneticamente attribuiti ad un ambiente di pianura deltizia sul quale si è successivamente impostata una pianura alluvionale (Balestro et al., 2009). In base all'abbondante contenuto fossilifero vegetale (FIG. 2.13) il Complesso Inferiore è stato riferito al Pliocene medio (Martinetto, 1994; Bertoldi & Martinetto, 2001; Martinetto et al., 2007) mentre il Complesso Superiore è dubitativamente attribuito al Pleistocene inferiore (Balestro et al., 2009). Inoltre, il contenuto fossilifero ritrovato nel Complesso inferiore indica la presenza di specie vegetali tipiche dei climi sub-tropicali.

Pertanto, durante il Pliocene medio caratterizzato da condizioni climatiche di tipo sub-tropicale, mentre nella pianura torinese si assiste ad una transizione da ambiente costiero a continentale, i versanti del limitrofo Complesso

Ultrabasilico subiscono intensi processi di alterazione.

Nel settore meridionale del CUL, sulla Unità di Almese appoggiano i depositi glaciali dell'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (AMRA, § 2.2.2 e **FIG. 2.12**) legati alla espansione della fronte del ghiacciaio della Dora Riparia. L'analisi di tali depositi e delle cerchie moreniche (§ 2.2.2.2 e **FIG. 2.12** e **FIG. 2.16**) evidenzia che la costruzione dell'AMRA è avvenuta durante numerose fasi, la prima riferita al Pleistocene medio e l'ultima alla parte terminale del Pleistocene superiore (Balestro et al., 2009).

Il passaggio da condizioni di clima sub-tropicale a condizioni più fredde denota, quindi, un cambiamento climatico avviatosi alla fine del Pleistocene inferiore, che determinò il passaggio da condizioni di tipo caldo-umido a un periodo caratterizzato da forti contrasti climatici, in cui si alternarono periodi "glaciali" (freddi) e fasi "interglaciali" (umido-temperate) (Ravazzi & Rossignol Strick, 1995; Ravazzi et al., 2005; Balestro et al., 2009). Sono ormai numerosi i dati disponibili in letteratura (cfr., ad esempio, rif. bibl. in Menzies, 2002) che confermano che tali variazioni delle condizioni climatiche rispecchiano andamenti globali. Alle fasi "fredde" (con TMAA inferiore alla attuale a cui si fanno corrispondere le fasi di espansione glaciale) è associato anche l'instaurarsi delle condizioni periglaciali (French, 2007). Infatti, il quadro climatico che ha accompagnato le fasi di espansione glaciale è compatibile con lo sviluppo dell'ambiente periglaciale, caratterizzato in tutte le aree montuose italiane da condizioni di *permafrost* discontinuo e/o in cui prevalgono i processi legati alla *frost action* (Chelli et al., 2006).

I dati quantitativi sulle condizioni termiche durante il Quaternario, forniti principalmente dai dati isotopici riferiti al rapporto tra $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ (**FIG. 7.11**), indi-

cano che le temperature medie hanno avuto oscillazioni negative rispetto alle temperature attuali di circa $8\div 10\text{ }^\circ\text{C}$ ed in alcuni casi anche superiori ($10\div 15\text{ }^\circ\text{C}$) (Clark, 1972). Se si applicano tali oscillazioni alle temperature medie disponibili per l'area del CUL e riferite al trentennio 1951-1986 (Biancotti & Bovo, 1998) si ottengono temperature variabili tra $-2\div 7\text{ }^\circ\text{C}$ (nei settori di raccordo tra i versanti e la pianura) e $-8\div -4\text{ }^\circ\text{C}$ (nei settori di cresta). È ipotizzabile che anche le precipitazioni, in occasione delle fasi fredde, abbiano risentito di una diminuzione rispetto a quelle attuali a causa dell'aumento della continentalità. Tali condizioni di temperatura ed aridità rientrano ampiamente nel *range* climatico definito per l'ambiente di *permafrost* (Guglielmin, 2003). Bisogna inoltre considerare l'effe-

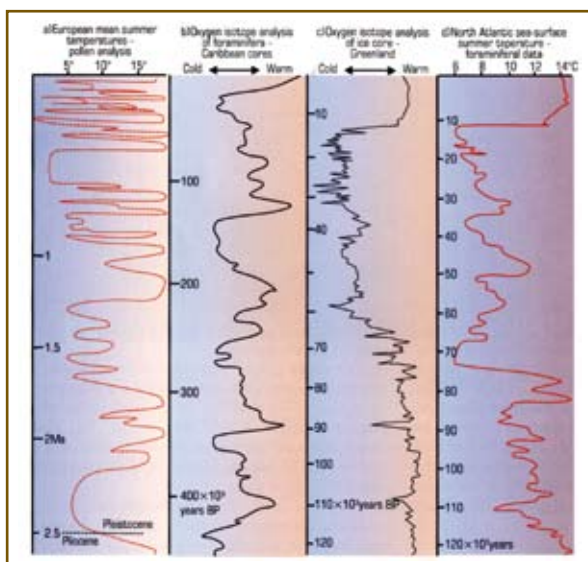


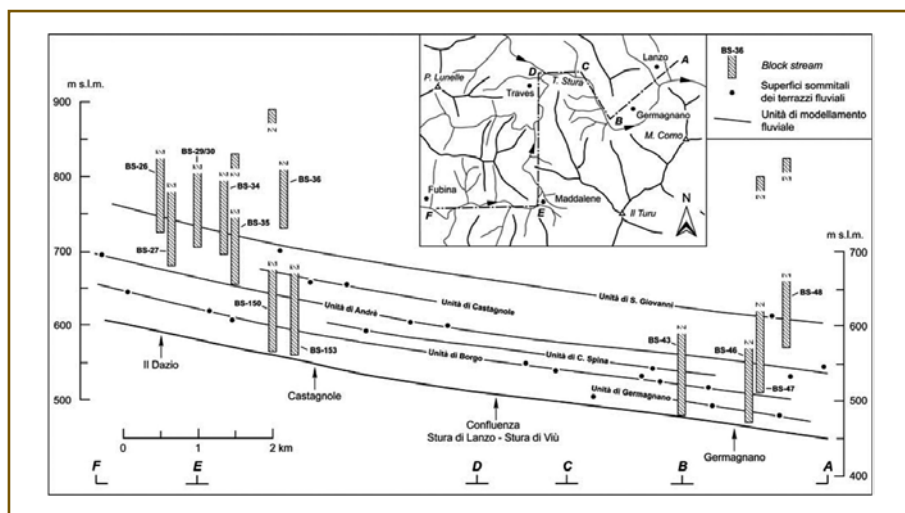
FIG. 7.11 – Curve climatiche per differenti parti del Quaternario basate su diversi dati, come indicato nelle intestazioni di ogni colonna (Anderton et al., 1979).

to del regime termico all'interno delle coltri detritiche con tessitura *open-work* in grado di ridurre ulteriormente di alcuni gradi la TMAA (Harris & Pedersen, 1998; Gorbunov et al., 2004).

Tuttavia, non disponendo di dati più precisi e, soprattutto, riferiti all'area di studio, è possibile considerare tali informazioni esclusivamente da un punto di vista generale. Il modello empirico-statistico di distribuzione potenziale del *permafrost* delle Alpi piemontesi (§ 5.3.1 e FIG. 5.12), derivato dal catasto degli indicatori morfologici (*rock glacier* e *protalus rampart*), non evidenzia condizioni di *permafrost* nell'area del CUL. Tale modello, pur con tutti i limiti del caso, esprime indicativamente la distribuzione del *permafrost* di età olocenica, post *Last Glacial Maximum* o, in molti casi, anche post *Last Ice Age*. Ciò deriva dal fatto che la maggior parte dei *rock glacier* e dei *protalus rampart* (considerati per il modello empirico) si è evoluta all'interno dei circhi e delle valli modellate dai ghiacciai o coinvolgono direttamente depositi glaciali, indicando per tali forme, pertanto, una età posteriore al ritiro delle lingue glaciali (cfr., ad es., Ribolini et al, 2007). I dati altimetrici del catasto degli indicatori morfologici del *permafrost* indicano, inoltre, che la quota minima raggiunta dalle loro fronti nell'area delle Alpi Cozie e Graie varia tra 1390÷1515 m s.l.m. (per le forme inattive) e tra 2010÷2154 m s.l.m. (per le forme attive). Il limite inferiore può essere interpretato grossolanamente come il limite altimetrico minimo del *permafrost* nell'area delle Alpi Occidentali ed eventualmente anche nell'area del CUL. Ciò potrebbe indicare che nell'Olocene solo i settori più elevati dello spartiacque principale dell'area sono stati interessati da un ambiente di *permafrost*, come peraltro confermerebbe la presenza del *protalus rampart* ubicato a quota 1650 m s.l.m. immediatamente ad ovest del Col del Lis (§ 5.4).

Quindi, è possibile concludere che le condizioni più favorevoli alla *frost action* nell'area del CUL, che hanno determinato lo sviluppo dei *block field* e dei *block stream*, si siano verificate fino alla parte terminale del Pleistocene supe-

FIG. 7.12
 Profilo
 morfostratigrafico
 realizzato lungo
 l'asse vallivo del T.
 Stura tra gli abitati
 di Viù e Lanzo
 che evidenzia
 il rapporto di
 intersezione dei
 block stream
 con le unità di
 modellamento
 fluviale (Fioraso &
 Spagnolo, 2009).



riore (secondo gli studi più recenti effettuati nei diversi anfiteatri alpini risulta che la LGM si colloca tra 30.000 e 19.000 anni b.P., [Orombelli et al., 2005](#)). Ciò trova conferma anche nei rapporti stratigrafici con i depositi del Pleistocene superiore che costituiscono i fondovalle del T. Ceronda, ai quali i depositi detritici del CUL si sovrappongono in minima parte (**FIG. 2.12** e **FIG. 3.10**). Infine, l'erosione in atto di alcuni *block stream* da parte del reticolo idrografico attuale indicherebbe una tendenza alla stabilità di tali depositi nell'Olocene, periodo a cui è riferito l'approfondimento dei corsi d'acqua.

Ulteriori vincoli riguardanti soprattutto l'evoluzione dei *block stream* del CUL sono di tipo morfologico. Infatti, secondo il modello interpretativo proposto nel paragrafo precedente, i *block stream* hanno origine principalmente dagli accumuli detritici ubicati nei settori altimetricamente più elevati dei versanti. Pertanto, la loro evoluzione è successiva alla genesi dei *block field* e dei *block slope*. Inoltre, il fatto che vi sia ancora oggi un *continuum* tra *block field* e *block stream* denota una continua alimentazione delle lingue detritiche dall'alto dei versanti. Infine, lo sviluppo delle lingue detritiche deve essere avvenuto seguendo la configurazione morfologica verosimilmente attuale dei versanti. Ciò è anche dimostrato dal profilo morfostatigrafico realizzato da [Fioraso & Spagnolo \(2009\)](#) in cui si evidenzia che i *block stream* intersecano tutte le unità di modellamento fluviale delle basse valli di Lanzo e di Viù (**FIG. 7.12**).

7.4 CONCLUSIONI

In base al modello interpretativo proposto, la successione degli eventi che ha portato alla formazione ed allo sviluppo delle coperture detritiche del CUL, è sintetizzata nel modo seguente:

- 1) Almeno fino al termine del Pleistocene inf. il clima è di tipo subtropicale. Prevalgono i processi di alterazione (prevalentemente lungo le fratture nella parte medio-alta e generalizzato nei settori dei bassi versanti del CUL) e lo sviluppo di processi di *mass wasting* e di *debris flow* (favoriti anche da precipitazioni intense). I rilievi in questa fascia montana nel margine alpino sono ricoperti probabilmente da un suolo sul quale cresce una vegetazione rigogliosa, in cui si ha una ridotta attività erosiva del substrato e delle coltri di alterazione.
- 2) La fase fredda del Pleistocene medio è probabilmente preceduta da condizioni climatiche temperate-umide che impoveriscono la copertura vegetale sugli alti versanti. Le abbondanti precipitazioni sono ora in grado di dilavare il substrato e le fratture generando ammassi rocciosi allentati con fratture aperte. Inizia la produzione di detrito per *physical weathering*.

- 3) Nel Pleistocene medio inizia una “fase fredda” con temperature medie inferiori alle attuali di alcuni gradi ($8 \div 10$ °C?). Prevale l'azione del *frost weathering* con grande produzione di detrito e si formano i *block field*.
- 4) Il continuo apporto di detrito dai versanti e dalle creste accumula ingenti quantitativi di materiale. Sotto l'azione del carico detritico e con il contributo dei cicli di gelo-disgelo, il materiale fine sui cui poggiano i depositi detritici subisce dei processi di *creep*. Si formano i *block stream*.
- 5) L'alternarsi di fasi glaciali-interglaciali accentua o diminuisce l'influenza dei processi criotici nella produzione e nel movimento di *block field* e *block stream* che continuano la loro lenta evoluzione.
- 6) Probabilmente, con il termine dell'ultima “fase fredda” nel Pleistocene sup. la maggior parte dei *block stream* tende a ridurre la propria velocità fino ad arrestarsi. Alcuni, in particolare i *block stream* dei versanti esposti a nord, continuano ad evolvere. Lo stesso accade ai *block field*.
- 7) Successivamente, durante l'Olocene, alcuni *block stream* ormai relitti subiscono dei processi di rimodellamento a causa della erosione da parte dei corsi d'acqua.

7.5 PROSPETTIVE FUTURE

Al termine del presente lavoro a carattere generale e grazie ad alcuni elementi emersi nel corso delle fasi analitiche, sarà possibile indirizzare meglio le analisi puntuali necessarie a migliorare il quadro delle conoscenze delle coltri detritiche del CUL.

Numerosi sono gli spunti interdisciplinari per sviluppare nel futuro la ricerca:

- monitoraggio integrato dei movimenti;
- approfondimento ed affinamento delle analisi dei dati PS;
- analisi delle caratteristiche termiche interne ed esterne agli accumuli detritici;
- monitoraggio termico del suolo, delle coperture detritiche e delle caratteristiche meteo-climatiche principali (quali insolazione, temperatura aria, precipitazioni, neve al suolo, forza e direzione del vento);
- approfondimento delle conoscenze sulle caratteristiche geomeccaniche delle rocce per valutare gli effetti dello shock termico;
- approfondimento delle conoscenze sulle caratteristiche geotecniche dei materiali del complesso inferiore per una modellazione cinematica;

- approfondimento delle conoscenze sulle caratteristiche delle argille presenti all'interno del complesso inferiore;
- studio idrogeologico e modellazione degli acquiferi;
- studio vegetazionale e lichenometrico;
- indagini geognostiche dirette (perforazioni) ed indirette (geofisica) finalizzate a definire le caratteristiche stratigrafiche e sedimentologiche dei *block stream*;
- studio delle patine di alterazione;
- studi pedologici.

Parallelamente, non sarebbe di poco conto sviluppare la ricerca su altri corpi detritici del tutto simili a quelli del CUL, anche se meno estesi, presenti sui rilievi del margine alpino prospiciente la Pianura Padana piemontese (**FIG. 7.13**). Ciò consentirebbe di inquadrare meglio le relazioni tra i processi di alterazione, i processi gravitativi ed i processi criotici in un contesto morfo-climatico più ampio di quello discusso nella presente ricerca.

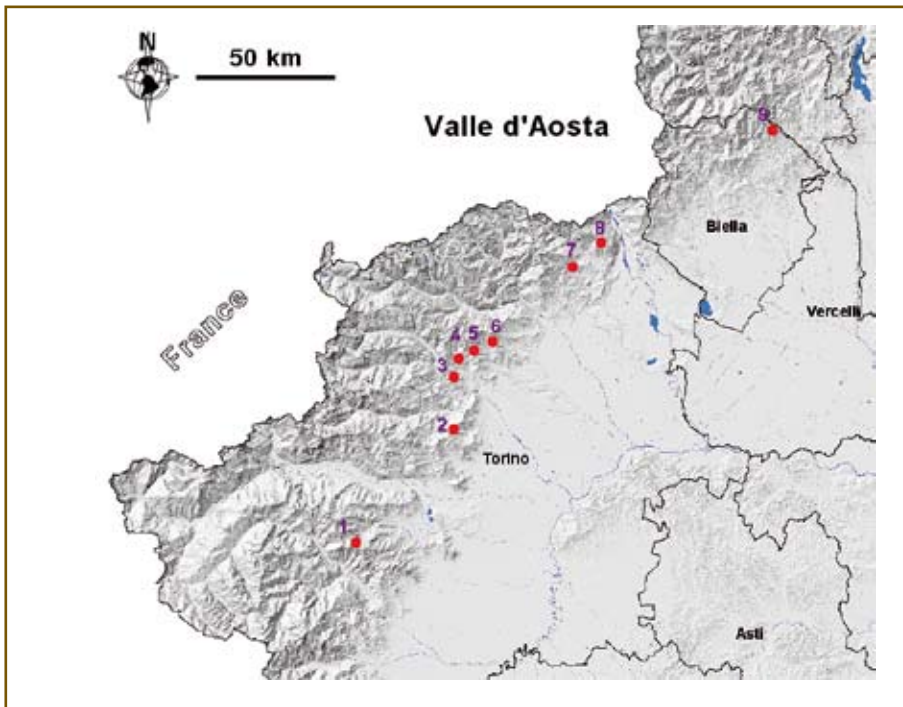


FIG. 7.13 – Distribuzione dei principali corpi detritici lungo il margine alpino interno, prospiciente la Pianura Padana piemontese. 1: Val Sangone, 2: Complesso Ultrabásico di Lanzo, 3: Monastero di Lanzo, 4: Coassolo T.se, 5: Corio, 6: Forno C.se, 7: C.ma di Bossola (Trausella), 8: Traversella, 9: Oropa.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- ACGR [Associate Committee on Geotechnical Research] (1988) – *Glossary of Permafrost and Related Ground Ice Terms*. Permafrost Subcommittee, National Research Council of Canada, Technical Memorandum 142; pp. 156
- AIGeo [Associazione Italiana di Geografia Fisica e Geomorfologia] (2007) – *Ambiente geomorfologico e attività dell'uomo: risorse, rischi, impatti. Guida delle escursioni*, 2° Convegno Nazionale, Torino, 28-30 marzo 2007, Università degli Studi di Torino e Arpa Piemonte; pp. 151
- Alberto W., Baggio P., Boano P., Carraro F., Castelli M., Fioraso G., Forno M.G., Giardino M., Josa S., Lucchesi S., Mallen L., Martinotti G., Moscariello A., Olivero S., Nicolussi Rossi S., Paro L., Tiranti D. & Vezzoli G. (2005) – *Geological excursion in the Middle Susa Valley and in the Torino Hill (NW Italy)*. Guidebook, 14th Meeting of the Association of European Geological Societies, Torino, September 19th-23rd 2005, Carraro F., Forno M.G., Giardino M. & Paro L. [Eds.], *Il Quaternario*, 18 (2); pp. 3-55
- Alexandrowicz Z. (1990) – *The optimum system of tors protection in Poland*, *Ochrona Przyr.* 47; pp. 277-308
- Andersson J.G. (1906) – *Solifluction, a component of subaerial denudation*, *Journal of Geology*, Vol. 14; pp. 91-112 (1907)
- Anderton R., Bridges P.H., Leeder M.R. & Sellwood B.W. (1979) – *A Dynamic Stratigraphy of the British Isles*, Chapman & Hall; pp. 203
- Andrè M.F. (1999) – *La livrée périglaciaire de paysages polaires: l'arbre qui cache la forêt?*, *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 1999(3); pp. 231-252
- André M.F. (2003) – *Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions?*, in *Geomorphology*, 5, 2; pp. 149-164
- Augustinus P.C. & Selby M.J. (1990) – *Rock slope development in McMurdo Oasis, Antarctica, and implications for interpretations of glacial history*, *Geografiska Annaler*, 72A; pp. 55-62
- Bagnouls F. & Gaussen H. (1957) – *Les climats biologiques et leur classification*, *Ann. De Géogr.*, LXVI, 355; pp. 193-220
- Balestro G., Cadoppi P. & Tallone S. (2006) - *Evoluzione strutturale nella bassa Valle di Susa e Val Sangone: la Zona di Deformazione Col del Lis-Trana*, *Rend. Soc. Geol. It.*, 2, Nuova Serie; pp. 76-77
- Balestro G., Cadoppi P., Piccardo G.B., Polino R., Spagnolo G., Tallone S., Fioraso G., Lucchesi S. & Forno M.G. (2009) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 Foglio 155 Torino Ovest*, APAT; pp. 159
- Bell F.G. (1998) – *Environmental geology. Principles and practice*, Blackwell Science; pp. 594
- Benedict J.B. (1970) – *Downslope soil movement in a Colorado alpine region: rates, processes and climatic significance*, *Arctic and Alpine Research*, Vol. 2, No. 3; pp. 165-226
- Bergamini M. (1987) – *Studio geologico-petrografico della bassa Valle di Viù nel settore compreso tra L'Uia di Calcante, la Rocca Moross, la Cima Montù e l'abitato di Viù (TO)*, Tesi di Laurea ined., Univ. Torino; pp. 189
- Bertoldi R. & Martinetto E. (2001) – *Key-site 7: the fossil forest of Stura di Lanzo*, In: Martinetto E. [Ed.] - *Pliocene plants, environment and climate of northwestern Italy*, *Flora Terziaria Mediterranea*, 5 (4); pp. 65-68
- Besset C.F. (1978) – *Localisations et répartitions successives du nickel au cours de l'altération latéritique des péridotites de Nouvelle-Calédonie*, Thèse Doct. 3ème cycle, Montpellier; pp. 129
- Biancotti A. & Bovo S. [Eds.] (1998) – *Distribuzione regionale di piogge e temperature*, *Collana Studi climatologici in Piemonte*, volume 1, Regione Piemonte e Università di Torino; pp. 80
- Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R. & Scandone P. [Eds.] (1990) – *Structural Model of Italy (1:500.000)*, CNR-Progetto finalizzato geodinamica, Sheets 1 e 2, SELCA, Firenze.

- Blagborough J.W. & Farkas S.E. (1968) – *Rock glaciers in the San Matteo Mountains, south-central New Mexico*, Am. Jour. Sci., 266; pp. 812-823
- Bodinier J.L., Menzies M.A. & Thirlwall M.F. (1991) – *Continental to oceanic mantle transition: REE and Sr-Nd isotopic geochemistry of the Lanzo lherzolite massif*, J. Petrol., Spec. Lherz. Issue; pp. 191-210
- Boelhouwers J.C. (1999) – *Relict periglacial slope deposits in the Hex River Mountains, South Africa: observations and palaeoenvironmental implications*, Geomorphology, 30; pp. 245-258
- Boelhouwers J. (2003) – *The maritime subantarctic; a distinct periglacial environment*, Geomorphology, 52; pp. 39-55
- Boelhouwers J.C., Holness S., Meiklejohn I. & Summer P. (2002) – *Observations on a blockstream in the vicinity of Sani Pass, Lesotho Highlands, Southern Africa*, Permafrost and Periglacial Processes, 13; pp. 251-257
- Boudier F. (1976) – *Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piémontaises). Etude structurale et Pétrologique*, Thèse de doctorat d'état, University of Nantes; pp. 175
- Boudier F. (1978) – *Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps)*, Geol. Soc. Am. Bull., 89; pp. 1574-1591
- Brown R.J.E. & Kupsch W.O. (1974) – *Permafrost Terminology*, Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada, Technical Memorandum 111; pp. 62
- Brown R.J.E. & Pewè T.L. (1973) – *Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: a review, 1963-1973*, in Permafrost — The North American contribution to the Second International Conference, Yakutsk; Washington, D.C., National Academy of Sciences; pp. 71-100
- Bryan K. (1946) – *Cryopedology - the study of frozen ground and intensive frost action with suggestions on nomenclature*, American Journal of Science, Vol. 244; pp. 622-642
- Bryan K. (1949) – *The geologic implications of cryopedology*, Journal of Geology, 57; pp. 101-104
- Cadoppi P., Castelletto M., Sacchi R., Baggio P., Carraro F. & Giraud V. (2002) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 154, Susa*. Servizio Geologico d'Italia; pp. 127
- Caine N. (1967) – *The tors of Ben Lomond, Tasmania*, Zeitschrift für Geomorphologie, 11; pp. 418-429
- Caine N. (1968) – *The blockfields of north-eastern Tasmania*, Australian National University, Dep. of Geogr. Publ., G/6; pp.127
- Caine N. (1972) – *Air photo analysis of blockfields fabrics in Talus Valley, Tasmania*, Journal of Sedimentary Petrology, 42; pp. 33-48
- Caine N. (1983) – *The mountains of north-eastern Tasmania*, Balkema, Rotterdam (253 pp.); pp. 120-156
- Capello C.F. (1959) – *Periglaciale o crionivale?*, Società Geografica Italiana, Roma; pp. 24
- Capello C.F. (1963) – *Le morfologie crionivali (periglaciali) nelle Alpi Graie meridionali italiane*, Pubblicazioni dell'Istituto di Geografia Alpina, volume 3°-1963, studi sulle morfologie crionivali (n.1); pp.124, 28 tav., 1 carta f.t.
- Carraro F. (1992) – *Impianto di Combanera Viù. Relazione Geologica*, R. 20065/13, Ingegneria Geotecnica, in Azienda Acquedotto Municipale di Torino, Torino Dicembre 1992 (inedito) – *Impianto di Combanera per l'integrazione dell'approvvigionamento potabile di Torino e dell'area metropolitana*, Progetto generale Serbatoio di Combanera (All. B); pp.74

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Carraro F. [Ed.] (1996) – *Revisione del Villafranchiano dell'area-tipo di Villafranca d'Asti*, Il Quaternario, 9 (1); pp. 5-120
- Carraro F., Forno M.G., Giardino M. & Paro L. [Eds.] (2005) – *Field trip guide - 14th Meeting of the Association of European Geological Societies*, Torino, 22-23/09/2005, Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences, 18(2), 2005; pp. 3-55
- Carta Geologica d'Italia (1913) – *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100'000, Foglio 55 "Susa"*, Regio Servizio Geologico, Roma.
- Carta Geologica d'Italia (1969) – *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100'000, Foglio 56 "Torino"*, II ed., Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- Carta Geologica d'Italia (2009) – *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50'000, Foglio 155 "Torino Ovest"*, ISPRA (ex-APAT), Roma.
- Casagrande A. (1948) – *Classification and Identification of Soils*, Transaction ASCE, vol. 113; pp. 901
- Castiglioni G.B. (1986) – *Geomorfologia*, Seconda edizione, UTET; pp. 436
- Charrier G. (1952) – *Nuove osservazioni sugli adunamenti di magnesite delle Alpi occidentali italiane*, L'Ind. Min., 3; pp. 489
- Chelli A., D'Aquila P., Firpo M., Ginesu S., Guglielmin M., Pappalardo M., Pecci M., Piacentini T., Queirolo C., Robustelli G., Scarciglia F., Sias S., Tellini C. [Eds.] (2006) – *Testimoni di una montagna scomparsa. Contributo alle metodologie d'indagine delle forme periglaciali relitte. Problematiche e applicazioni in differenti ambienti morfodinamici*, Istituto Nazionale della Montagna e AIGeo, Collana IMONT "Quaderni della Montagna", 15, Bononia University Press, ISBN 88-7395-171-6; pp. 136
- Clark R. (1972) – *Periglacial landforms and landscape in the Falkland Islands*, Biuletyn Peryglacjalny, 21; pp. 33-50
- Codegone G. (2008) – *Studio geologico strutturale della Zona Piemontese tra il Col del Lis e Viù (versante destro della bassa Val di Viù)*, Tesi Magistrale in Scienze Geologiche, Università di Torino; pp. 145
- Coleman S.M. (1982) – *Chemical weathering of basalts and andesites: evidence from weathering rinds*, U.S. Geological Survey Professional Paper, 1246; pp. 1-51
- Colombo A., Mallen L., Pispico R., Giannico C., Bianchi M. & Savio G. (2007) – *Mappatura regionale delle aree monitorabili mediante l'uso della tecnica PS*, Atti XI Conferenza Nazionale ASITA, Torino 6 – 9 novembre 2007; pp. 6
- Conti S. (1940) – *La nivazione e la morfologia periglaciale nell'Appennino Ligure Occidentale (Gruppo di Voltri)*, Boll. Soc. Geol. It., 59; pp. 69-94
- Czudek T. (1964) – *Periglacial slope development in the area of the Bohemian Massif in Northern Moravia*, Biuletyn Peryglacjalny, 14; pp. 169-194
- Czudek T. (1995) – *Cryoplanation terraces – a brief review and some remarks*, Geografiska Annaler, v.77; pp. 95-105
- Czudek T. & Demek J. (1972) – *Present day cryogenic processes in the mountains of eastern Siberia*, Geographia Polonica, 23; pp. 5-20
- Dahl R. (1966) – *Blockfields and other weathering forms in the Narvik Mountains*, Geografiska Annaler, 48A; pp. 224-227

- Debelmas J., Desmons J., Carraro F., Giraud P., Monjuvent G. & Sacchi R. (1979) – *Note explicative de la feuille Anney. Carte géologique de la France à 1/250'000*, Serv. Géol. Nat., Min. Ind., Dép. arts graph., Marseille, France ; pp. 56
- Debelmas J., Gidon M., Bellière J., Von Raumer J., Rosset J., Charollais J., Barféty J.C., Lemoine M., Caron J.M., Ellemberger F., Caby R., Elter P., Dal Piaz G.B., Nicolas A., Monjuvent G. & Carraro F. (1980) – *Carte Géologique de la France a 1/250.000. Feuille Anney*, Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- De Chételat E. (1947) – *La genèse et l'évolution des gisements de nickel de la Nouvelle- Calédonie*, Bull. Soc. Géol. Fr., (5), 17 ; pp. 105-160
- Demek J. (1964) – *Castle koppies and tors in the Bohemian Highland (Czechoslovakia)*, Biuletyn Peryglacjalny, 14; pp. 195-216
- Demek J. (1969) – *Cryoplanation terraces, their geographical distribution, genesis and development*, Ceskoslovenski Akademie Ved Rozpravy, Rad Mathematickych A Prirodnich Ved, Rocnik, 70(4); pp. 80
- Demek J. (1978) – *Periglacial geomorphology*, in Embleton C., Brunnsden D. & Jones D.K.C. [Eds.] – *Geomorphology, Present Problems and Future Prospects*, Oxford University Press; pp. 139-155
- Denny C.S. (1956) – *Surficial geology and geomorphology of Potter County, Pennsylvania*, U.S.G.S. Prof. Paper 288.
- Derbyshire E. (1972) – *Tors, rock weathering and climate in southern Victoria Land, Antarctica*, in Polar Geomorphology, Institute of British Geographers Special Publication n.4; pp. 93-105
- Dionne J-C. (1983) – *Frost-Heaved Bedrock Features: A Valuable Permafrost Indicator*, Géographie physique et Quaternaire, vol. 37, n° 3, 1983; pp. 241-251
- Dredge L.A. (2000) – *Age and origin of upland block fields on Melville Peninsula, Eastern Canadian Arctic*, Geografiska Annaler, 82 A (2000), 4; pp. 443-454
- Dylik J. (1957) – *Tentative comparison of planation surfaces occurring under warm and under cold semi-arid conditions*, Biuletyn Peryglacjalny, 5; pp. 175-186
- Dylik J. (1964) – *Éléments essentiels de la notion de 'périglaciaire'*, Biuletyn Peryglacjalny, No. 14; pp. 111-132
- Ehlen J. (1994) – *Classification of Dartmoor Tors*, in Robison D.A. & Williams R.B.G. [Eds.] – *Rock weathering and landform evolution*, Chichester, Wiley; pp. 393-412
- Elter F.M., Piccardo G.B., Polino R., Zanetti A., Spagnolo G., Poggi E. & Balbi P. (2005) – *Structural and compositional features of the Mt. Musinè peridotites (Lanzo Massif, Western Alps, Italy)*, Ofioliti, 30 (2); pp. 161-173
- Fahey B.D. (1981) – *Origin and age of upland schist tors in Central Ontago, New Zealand*, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 24; pp. 399-413
- Fioraso G. & Spagnolo G. (2005) – *The block streams of the Lanzo Peridotite Massif (North-Western Alps): an example of interaction between rock weathering and slope creeping processes*, Abstract, Epitome, 1. Geotalia, Sessione 27
- Fioraso G. & Spagnolo G. (2009) – *I block stream del Massiccio Peridotitico di Lanzo (Alpi Nord-occidentali)*, il Quaternario Italian Journal of Quaternary Sciences, 22(1); pp. 3-22
- Firpo M., Guglielmin M. & Queirolo C. (2005) – *Blockfields and blockstreams in the Ligurian Alps (Mount Beigua, Italy)*, Geogr. Fis. Dinam. Quat., 28; pp. 193-204

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Firpo M., Guglielmin M. & Queirolo C. (2006) – *Relict blockfield in the Ligurian Alps (Mount Beigua, Italy)*, Permafrost and Periglac. Process. (Wiley InterScience 2006), v.17; pp. 71-78
- Fenoglio M. & Sanero E. (1941) – *I giacimenti di magnesite delle Prealpi Piemontesi*, Per. Min., 12; pp. 83
- Ferretti A., Prati C. & Rocca F. (2001) – *Permanent scatterers in SAR interferometry*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39, vol. 1; pp. 8-20
- Forno M.G., Gregorio L. & Vatteroni N. (2007) – *La successione stratigrafica del settore destro del Conoide di Lanzo e il suo significato per l'utilizzo del territorio*, Riassunti del Convegno: "Ambiente geomorfologico e attività dell'uomo: Risorse, Rischi, Impatti", ARPA Piemonte; pp. 58-59
- French H.M. (1976) – *The periglacial environment*, Longman, London; pp. 308
- French H.M. (1987) – *Periglacial processes and Landforms in the Western Canadian Arctic*, in Boardman J. [Ed.] - *Periglacial processes and Landforms in Britain and Ireland*, Cambridge University Press, Cambridge; pp. 27-43
- French H.M. (1996) – *The periglacial environment*, Harlow, Longman; pp. 341
- French H.M. (2000) – *Does Lozinski's periglacial realm exist today? A discussion relevant to modern usage of the term "periglacial"*, Permafrost and Periglacial Processes, 11; pp. 35-42
- French H.M. (2007) – *The periglacial environment*, 3rd Ed., John Wiley & Sons, Chichester; pp. 341
- French H.M. & Guglielmin M. (1999) – *Observations on the ice-marginal periglacial geomorphology of Terra Nova Bay, Northern Victoria Land, Antarctica*, Permafrost and Periglacial Processes, 10; pp. 331-347
- French H.M. & Thorn C.E. (2006) – *The changing nature of periglacial geomorphology*, Géomorphologie: relief, processus, environment, 2006 (3); pp. 165-174
- Fudral S. (1996) – *Etude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg-Saint-Maurice (France)*, Thèse d'Etat, Université de Savoie ; pp. 284
- Geikie J. (1894) – *The Great Ice Age*, 3rd ed. Stanford, London; pp. 850
- Gerrard A.J. (1994) – *Classics in physical geography revisited: the problem of tors*, Progress in Physical Geography 18; pp. 559-563
- Gilbert G.K. (1877) – *Geology of the Henry Mountains (Utah)*, U.S. Geog. And Geol. Survey of the Rocky Mtn. Region, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office.
- Goldich S.S. (1938) – *A study in rock-weathering*, Journ. Geol., 46; pp. 17-58
- Gorbunov A.P. (1991) – *Ploughing blocks of the Tien Shan*, Permafrost and Periglacial Processes, vol.2 (n.3); pp. 237-243
- Gorbunov A.P., Marchenko S.S. & Seversky E.V. (2004) – *The thermal environment of blocky materials in the mountains of Central Asia*, Permafrost and Periglac. Process., 15; pp. 95-98
- Grab S. (1999) – *Block and debris deposits in the High Drakensberg, Lesotho, Southern Africa: implications for high altitude slope processes*, Geografiska Annaler, 81 A; pp. 1-16
- Guglielmin M. (1997) – *Il permafrost alpino. Concetti, morfologia e metodi di individuazione (con tre indagini esemplificative in alta Valtellina)*, con contributi di A. Notarpietro, Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, 5, Milano; pp. 122

- Guglielmin M. (2003) – *Observation on permafrost ground thermal regimes from Antarctica and the Italian Alps, and their relevance to global climate change*, Global and Planetary Change, 40, pp. 159-167
- Guglielmin M. (2007) – *Ambiente periglaciale, permafrost e rischi connessi*, Dispensa del Corso Arpa Piemonte, Documento interno; pp. 80
- Guglielmin M. & Smiraglia C. (1997) – *Catasto dei rock Glacier delle Alpi italiane*, Archivio del Comitato Glaciologico Italiano, Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia – Sez. Glaciologia, n.3; pp. 103
- Guglielmin M., Camusso M., Polesello S. & Valsecchi S. (2004) – *An old relict glacier body preserved in permafrost environment: the Foscagno rock glacier (upper Valtellina, Italian Central Alps)*, Arctic, Antarctic, and Alpine Research 36; pp. 108-116
- Gutierrez M. & Peña J.L. (1977) – *Las acumulaciones periglaciares del Marcizo del Tremedal (Sierra de Albarracín)*, Boletín Geológico y Minero, 92; pp. 101-110
- Hack J.T. & Goodlett J.C. (1960) – *Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the Central Appalachians*, U.S.G.S. professional paper 347; pp. 65
- Hall K. (1998) – *Rock temperatures and implications for cold region weathering: II. New data from Rothera, Adelaide Island (Antarctica)*, Permafrost and Periglacial Processes, 9; pp. 47-55
- Hamelin L.E. (1964) – *La famille du mot "périglaciale"*, Biuletyn Peryglacjalny, No. 14; pp. 133-152
- Harris S. (1994) – *Climatic Zonality of Periglacial Landforms in Mountain Areas*, Arctic, vol. 47, 2; pp. 184-192
- Harris S.A. & Pedersen D.E. (1998) – *Thermal regimes beneath coarse blocky materials*, Permafrost and Periglacial Processes, 9; pp. 107-120
- Harris S.A., Cheng G., Zhao X. & Yongqin D. (1998) – *Nature and dynamics of an active block stream, Kunlun Pass, Qinghai Province, People's Republic of China*, Geografiska Annaler, 80 A; pp. 123-133
- Hay R.L. (1959) – *Origin and weathering of late Pleistocene ash deposits on St. Vincent, B.W.I.* - Jour. Geol., 67; pp. 65-87
- Hoek E. (1994) – *Strength of rock and rock masses*, News J. Int. Soc. Rock Mech. 2(2); pp. 4-16
- Hoek E., Kaiser P.K. & Bawden W.F. (1995) – *Support of underground excavations in hard rock*, Rotterdam, Balkema.
- Hoek E. & Brown E.T. (1988) – *The Hoek-Brown failure criterion - a 1988 update*, Proc. 15th Canadian Rock Mech. Symp. (Ed. J.C. Curran), Toronto, Dept. Civil Engineering, University of Toronto; pp. 31-38
- Hutchinson J.N. (1991) – *Theme lecture: Periglacial and slope processes*, Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications 1991, v. 7; pp. 283-331
- ISRM [International Society of Rock Mechanics] (1978) – *Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses*, International Journal of rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 15(6); pp. 319-368
- Ives J.D. (1966) – *Blockfields, associated weathering forms on mountain tops, and the nunatak hypothesis*, Geografiska Annaler, 48A; pp. 220-223
- Iwata S. (1987) – *Debris-mantled rectilinear slopes in the western Sor Rondane mountains, East Antarctica*, in Proceedings of National Institute of Polar Research (NIPR), Symposium Antarctic Geoscience, 1; pp. 178-192

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Jahn A. (1962) – *The origin of granite tors*, Czasopismo Geograficzne, 33; pp. 41-44
- Jahn A. (1975) – *Problems of the periglacial zone*, Panstwowe Wydawnictwo Naukowe, Warsaw; pp. 223
- Joyce J.R.F. (1950) – *Stone runs of the Falkland Islands*, Geological Magazine, 87; pp. 105-115
- Karaborni S., Smit B., Heidug W., Urai J. & Van Oort E. (1996) – *The swelling of clays: molecular simulations of the hydration of montmorillonite*, Science, 271; pp. 1102-1104
- Katti K. & Katti D. (2003) – *Effect of clay-water interactions on swelling in montmorillonite clay*, American Society of Civil Engineers, 16th Engineering Mechanics Conference, July 16-18, 2003, University of Washington, Seattle; pp. 1-8
- Kesseli J.E (1941) – *Rock streams in the Sierra Nevada, California*, Geogr. Rev., 31; pp. 203-227
- Kienast J.R. & Pognante U. (1988) – *Chloritoid-bearing assemblages in eclogitized metagabbros of the Lanzo peridotite body (Western Italian Alps)*, Lithos, 21 (1); pp. 1-11
- Kleman J. & Borgström I. (1990) – *The boulder fields of Mt. Fuluñjället, west-central Sweden – Late-Weichselian boulder blankets and interstadial periglacial phenomena*, Geografiska Annaler, 72A; pp. 63-78
- Koumantakis J. (1982) – *Comportement des péridotites et sérpentinites de la Grèce en travaux public. Leur propriétés physiques et mécaniques*, Bul. IAEG 25; pp. 53-60
- Lagabrielle Y.L., Fudral S. & Kienast J.R. (1989) – *La couverture océanique des ultrabasites de Lanzo (Alpes Occidentales): arguments lithostratigraphiques et pétrologiques*. Geodinamica, Acta, 3 (2); pp. 43-55
- Lancellotta R. (1993) – *Geotecnica*, seconda edizione, Zanichelli ed., Bologna; pp. 555
- Latham M. (1986) – *Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie. Genèse et évolution des accumulations de fer et de silice en relation avec la formation du modelé*, Éditions de l'ORSTOM, Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, Collection ÉTUDES et THÈSES, Paris 1986; pp. 329
- Lensch G. (1968) – *Die ultramafite der Zone von Ivrea-Verbano (Norditalien)*, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 48; pp. 91
- Linton D.L. (1955) – *The problem of tors*, Geographical Journal, 121; pp. 470-487
- Linton D.L. (1964) – *The origin of the Pennine tors; an essay in analysis*, Zeitschrift für Geomorphologie, 8; pp. 5-24
- Linton D.L. (1969) – *The abandonment of the term "periglacial"*, Palaeoecology of Africa and of the surrounding islands and Antarctica, 5; pp. 65-70
- Lovejoy E.M.P. (1972) – *Wisconsin boulder flow and its geomorphic implications, Franklin Mountains, El Paso County, Texas*, Geol. Soc. Am. Bull., 83; pp. 3501-3508
- Mallen L., Morelli M. & Nicolò G. (2007) – *Primi risultati della sperimentazione di tecniche di analisi statistica in contesto spaziale dei PSInSAR™ per studi neotettonici*, Atti XI Conferenza Nazionale ASITA, Torino 6 – 9 novembre 2007; pp. 5
- Mallen L., Morelli M. & Nicolò G. (2008) – *Approfondimento ed elaborazione di dati interferometrici satellitari e loro integrazione con il dato geologico-strutturale e geomorfologico. Relazione sull'attività di analisi dei dati satellitari PS-InSAR in Piemonte*, Rapporto interno Arpa Piemonte, Torino, inedito; pp. 84

- Mann D. (2003) – *On Patterned Ground*, Science, 299; pp. 354-355
- Marinos P. & Hoek E. (2000) – *GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation*, In: Proceedings of the GeoEng2000, International Conference on geotechnical and geological engineering, Melbourne, Technomic publishers, Lancaster; pp. 1422-1446
- Marinos P., Hoek E. & Marinos V. (2005) – *Variability of the engineering properties of rock masses quantified by the geological strength index: the case of ophiolites with special emphasis on tunnelling*, Bull. Eng. Geol. Env. (2005); pp. 14
- Martinetto E. (1994) – *Analisi paleocarpologica dei depositi continentali pliocenici della Stura di Lanzo*, Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino, 12 (1); pp. 137-172
- Martinetto E. & Farina T. [Eds.] (2005) – *La foresta fossile del torrente Stura di Lanzo*, I quaderni de La Mandria n.1, Ente di gestione del parco regionale La Mandria e dei parchi e delle riserve naturali delle Valli di Lanzo.
- Martinetto E., Scardia G. & Varrone D. (2007) – *Magnetobiostratigraphy of the Stura di Lanzo fossil forest succession (Piedmont, Italy)*, Riv. Ital. Paleontol. Strat., 113; pp. 109-125
- Mattiolo E. (1904) – *Carta Geo-Litologica delle Valli di Lanzo alla scala 1:400.000*, Boll. Reg. Com. Geol., 36; pp. 191-211
- Mattiolo E., Novarese V., Franchi S. & Stella A. (1913) – *Carta Geologica d'Italia - Foglio 55 Susa*, Regio Servizio Geologico, Roma.
- McKean J.A., Dietrich W.E., Finkel R.C., Southon J.R. & Caffee M.W. (1993) – *Quantification of soil production and downslope creep rates from cosmogenic ¹⁰Be accumulations on a hillslope profile*, Geology, 21; pp. 343-346
- Miè R. & Natale P. (1978) – *Fenomeni di alterazione paleoclimatica nel Massiccio Ultrabasico di Lanzo*, Boll. Associazione Mineraria Subalpina, anno XV, n. 3-4, settembre-dicembre 1978; pp. 1-47
- Mills H.H. (1988) – *Surficial geology and geomorphology of the Mountain Lake area, Giles County, Virginia, including sedimentological studies of colluvium and boulder streams*, U.S. Geological Survey Professional Paper 1469; pp. 57
- Means W.D. (1987) – *A newly recognised type of slickensides striation*, Journal of structural Geology, 9; pp. 585-590
- Menzies J. [Ed.] (2002) – *Modern & Past glacial environments*, Revised Student Edition, Butterworth-Heinemann, Oxford; pp. 543
- Morelli M. & Piana F. (2006) – *Comparison between remote sensed lineaments and geological structures in intensively cultivated hills (Monferrato and Langhe domains, NW Italy)*, International Journal of Remote Sensing, 27, 20; pp. 4471-4493
- Morelli M., Mallen L., Nicolò G., Piana F. & Fioraso G. (2008a) – *Il contributo dell'interferometria PS-InSAR satellitare nella valutazione della mobilità tettonica in Piemonte*, Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XC (2008); pp. 1-4
- Morelli M., Piana F., Fioraso G., Mallen L. & Nicolò G. (2008a) – *Analysis of interferometry data (Permanent Scatters: Ps-InSAR) to identify active tectonic structures in Western Alps (NW Italy)*, Abstract for American Geophysical Union, Fall Meeting 2008; pp. 2
- Motta L. & Motta M. (2007) – *L'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana*, in AIGeo [Associazione Italiana di Geografia Fisica e Geomorfologia] (2007) – *Ambiente geomorfologico e attività dell'uomo: risorse, rischi, impatti. Guida delle escursioni*, 2° Convegno Nazionale, Torino, 28-30 marzo 2007, Università degli Studi di Torino e Arpa Piemonte; pp. 19-28

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Müller S.W. (1943) – *Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems*, U.S. Engineers Office, Strategic Engineering Study, Special Report No. 62; pp. 136 (Reprinted in 1947, J.W. Edwards, Ann Arbor, Michigan; pp.231).
- Müntener O. & Piccardo G. B. (2003) – *Melt migration in ophiolitic peridotites: the message from Alpine-Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basins*, From: Dilek Y. & Robinson P.T. [Eds.] (2003) - *Ophiolites in Earth History*, Geological Society, London, Special Publications, 218; pp. 69-89
- Natale P. (1972) – *Nuove osservazioni sull'origine dei giacimenti di magnesite delle Alpi Occidentali*, Boll. Ass. Min. Sub., 9 (1-2); pp. 107-124
- Nelson F.E. (1989) – *Cryoplanation terraces: periglacial cirques analogs*, Geografiska Annaler, 71A (1-2) ; pp. 31-41
- Ness M. (1928) – *Petrographisch-chemische Untersuchungen über Magnesitlagerstätten von Baldissero und Caselette in Piemont*, Diss. Univ. Koln. Radelberg.
- Newhall F. (1972) – *Calculation of soil moisture regimes from climatic record*, Rev. 4, mimeographed. Soil Conservation Service, USDA, Washington, D.C.
- Nicolas A. (1966) – *Le complexe Ophiolites-Schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Tectonique et métamorphisme. Etude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Gran Paradis (Alpes Piémontaises)*, Thèse, Fac. Sc. Nantes ; pp. 229
- Nicolas A. (1969) – *Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes Piémontaises)*, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 49; pp. 359-377
- Nicolas A. & Boudier F. (1975) – *Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites*, Tectonophysics, 25; pp. 233-260
- Nicolas A. (1986) – *A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites*, J. Petrol., 27 (4); pp. 999-1022
- Ollier C.D. (1984) – *Weathering*, Longman, London; pp. 270
- Orombelli G., Ravazzi C. & Cita M.B. (2005) – *Osservazioni sul significato dei termini LGM (UMG), Tardoglaciale e postglaciale in ambito globale, italiano ed alpino*, Il Quaternario, 18 (2); pp. 147-155
- Palmer J. & Nielson R.A. (1962) – *The origin of granite tors on Dartmoor, Devonshire*, Proceedings, Yorkshire Geological Society, 33; pp. 315-340
- Paro L. (2009) – *Indagine preliminare per l'individuazione dei siti in cui installare una rete permanente di monitoraggio del permafrost nelle Alpi piemontesi*, con il contributo di M. Guglielmin, Progetto PermaNet, Rapporto interno Arpa Piemonte; pp. 162
- Patton H.B. (1910) – *Rockstreams of Veta Park, Colorado*, Geol. Soc. America Bull., 22; pp. 663-676
- Pelletier L. & Müntener O. (2006) – *High pressure metamorphism of the Lanzo peridotite and its oceanic cover, and some consequences for the Sesia-Lanzo Zone (Northwestern Italian Alps)*, Lithos, 90; pp. 111-130
- Peltier L.C. (1950) – *The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology*, Annals, Association of American Geographers, 40; pp. 214-236
- Perotto A., Pognante U., Salino C., Genovese G. & Gosso G. (1983) – *Assetto geologico strutturale della falda piemontese nel settore dell'alta valle di Viù (Alpi occidentali)*, Mem. Soc. Geol. Ital., 26; pp. 479-483

- Perov V.F. (1969) – *Block fields in the Khibiny Mts.*, Biuletyn Peryglacjalny, 19; pp. 381-387
- Pewè T.L. (1969) – *The periglacial environment*, in Pewè T.L. [Ed.] - *The periglacial environment*, McGill-Queen's University Press, Montreal; pp. 1-9
- Péwé T.L. (1970) – *Altiplanation terraces of early quaternary age near Fairbanks, Alaska*, Acta Geographica Łodziensia, 24; pp. 357-363
- Piccardo G.B., Müntener O., Zanetti A.M. & Perrke T. (2004a) – *Ophiolitic peridotites of the Alpine-Appennine system: Mantle processes and geodynamic relevance*, Intern. Geol. Rev., 46 (12); pp. 1119-1159
- Piccardo G.B., Müntener O., Zanetti A.M., Romairone A., Buzzone S., Poggi E. & Spagnolo G. (2004b) – *The Lanzo South peridotite: Melt/peridotite interaction in the mantle lithosphere of the Jurassic Ligurian Tethys*, Ofioliti, 29 (1); pp. 37-62
- Piccardo G.B., Zanetti A., Spagnolo G. & Poggi E. (2005) – *Recent researches on meltrock interaction in the Lanzo South peridotite*, Ofioliti, 30 (2); pp. 135-160
- Piccardo G.B., Zanetti A. & Müntener O. (2007a) – *Melt/peridotite interaction in the Lanzo South peridotite: field, textural and geochemical evidence*, Lithos, 94(1-4); pp. 181-209
- Piccardo G.B., Zanetti A., Pruzzo A. & Padovano M. (2007b) – *The North Lanzo peridotite body (NW-Italy): lithospheric mantle percolated by MORB and alkaline melts*, Periodico di Mineralogia, 76; pp.175-196
- Piccardo G.B. (2008) – *The Jurassic Ligurian Tethys, a fossil ultra-slow spreading ocean: the mantle perspective*, In: Coltorti M. Gregoire M. [Eds.] - *Metasomatism in oceanic and continental lithospheric mantle*, the Geological Society of London, Special Publications, vol. 293; pp. 11-33
- Piccardo, G.B., Zanetti, A. & Müntener, O. (2007) - *Melt/peridotite interaction in the Lanzo South peridotite: field, textural and geochemical evidence*, Lithos, 94(1-4); p. 181-209
- Piolti G. (1897) - *Sull'origine della magnesite di Caselette (Valle di Susa)*, Mem. R. Acc. Sci., Torino, 11; pp. 47
- Pinciarioli M.B. (1988) – *Ricostruzione dell'evoluzione quaternaria delle basse valli di Lanzo*, Tesi di Laurea in Sc. Geologiche, Università degli Studi di Torino, A.A. 1988-1989.
- Pollard D.D. & Aydin A.A. (1988) – *Progress in understanding jointing over the past century*, Geological Society of America Bulletin, v. 100; pp. 1181-1204
- Potter N. & Moss J.H. (1968) – *Origin of the Blue Rocks block field and adjacent deposits, Berks Country, Pennsylvania*, Bull. Soc. Geol. Am., 83; pp. 3025-3057
- Psilovikos A. & van Houten F.B. (1982) – *Ringing rocks barren block field, East-Central Pennsylvania*, Sedimentary Geology, 32; pp. 233-243
- Rapp A. (1960) – *Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitzbergen. A geomorphology study of denudation slopes in an arctic locality*, Skr. Norsk. Polarinst., n. 119; pp. 1-96
- Rapp A. (1967) – *Pleistocene activity and Holocene stability of hillslopes, with examples from Scandinavia and Pennsylvania*, Les Congrès et Colloques de l'Université de Liege, 40; pp. 229-244
- Ravazzi C. & Rossignol Strick M. (1995) – *Vegetation change in a climatic cycle of Early Pleistocene age in the Lefte Basin (Northern Italy)*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 117; pp. 105-122

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Ravazzi C., Pini R., Breda M., Martinetto E., Muttoni G., Chiesa S., Confortini F. & Egli R. (2005) – *The lacustrine deposits of Fornaci di Ranica (late Early Pleistocene, Italian Pre-Alps): stratigraphy, palaeoenvironment and geological evolution*, Quaternary International, 131; pp. 35-58
- Reger R.D. & Péwé T.L. (1976) – *Cryoplanation terraces ; indicators of a permafrost environment*, Quaternary Research, 6; pp. 99-109
- Ribolini A. (2001) – *Active and fossil rock glaciers in the Argentera Massif (Maritime Alps): surface ground temperatures and paleoclimatic significance*, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 37; pp. 125-140
- Ribolini A. & Fabre D. (2006) – *Permafrost existence in the rock glacier of the Argentera Massif Maritime Alps, Italy*, Permafrost & Periglacial Processes, 17, 1; pp. 49-63
- Ribolini A., Chelli A., Guglielmin M. & Pappalardo M. (2007) – *Relationships between glacier and rock glacier in the Maritime Alps, Schiantala Valley, Italy*, Quaternary Research 68 (2007); pp. 353-363
- Ritter D.F., Kochel R.C. & Miller J.R. (2002) – *Process Geomorphology*, IV Edition, McGraw-Hill; pp. 560
- Romanovskii N.N. (1985) – *Distribution of recently active ice and soil wedges in the USSR*, in Church M. & Slaymaker O. [Eds.] – *Field and Theory; Lectures in Geocryology*, University of British Columbia Press, Vancouver; pp. 154-165
- Romanovskii N.N. & Tyurin A.I (1983) – *Rock stream description*, in Proceeding 4th Int. Permafrost Conference, Washington D.C. National Academy Press; pp. 1078-1082
- Rosso D. (2008) – *La banca dati geotecnica dell'Arpa Piemonte*, Tesi di Laurea Specialistica, I facoltà di Ingegneria – Corso di Laurea in Ingegneria Civile, Politecnico di Torino; pp. 155
- Sacco F. (1888) – *Il cono di deiezione della Stura di Lanzo*, Boll. R. Soc. Geol. It., 28
- Sacco F. (1928) – *Il glacialismo nelle Valli di Lanzo*, Ufficio Idrologico del Po, non num.; pp. 28
- Salvador A. [Ed.] (1994) – *International Stratigraphic Guide*, ISSC International Subcommittee on Stratigraphic Classification; pp. 213
- Scambelluri M., Hoogerduijn Strating E.H., Piccardo G.B., Vissers L.R.M. & Rampone E. (1991) – *Alpine olivine- and titanite-bearing assemblages in the Erro-Tobbio peridotite (Voltri Massif, NW Italy)*, J. Metamorphic Geol., 9; pp. 79-91
- Schunke E. (1975) – *Die Periglazialerscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und Substrat*, Akad. Wiss. Göttingen Abh., Math.-Phys. Kl., Folge 3, 30; pp. 273
- Scotter G.W. & Zoltai S.E. (1982) – *Earth hummocks in the Sunshine area of the Rocky Mountains, Alberta and British Columbia*, Arctic, Vol. 35, No. 3; pp. 411-416
- Sevon W.D. (1969) – *Sedimentology of some Mississippian and Pleistocene deposits of northeastern Pennsylvania*, in Geology of selected areas in New Jersey and Eastern Pennsylvania, New Brunswick, NJ, Rutgers Un. Press.
- Sharpe C.F.S. (1938) – *Landslides and related phenomena*, Columbia University Press, New York
- Skempton A.W. (1964) – *Long-term stability of clay slopes*, Geotechnique, 14; pp. 77-101
- Skempton A.W. (1985) – *Residual strength of clays in landslides, folded strata, and the laboratory*, Geotechnique, 35; pp. 3-18

- Spalla M.I., De Maria L., Gosso G., Miletto M. & Pognante U. (1983) – *Deformazione e metamorfismo della Zona Sesia-Lanzo meridionale al contatto con la Falda Piemontese e con il Massiccio di Lanzo, Alpi Occidentali*, Mem. Soc. Geol. It., 26; pp. 499-514
- Stenni B., Genoni L., Flora O. & Guglielmin M. (2007) – *An oxygen isotope record from the Foscagno rock-glacier ice core, Upper Valtellina, Italian Central Alps, The Holocene*, vol. 17 (7); pp. 1035-1041
- St-Onge D.A. (1965) – *La géomorphologie de l'île Ellef Ringnes, Territoires du Nord-Ouest, Canada, Etude Géographique*, Direction de la Géographie, n. 38; pp. 46
- Sumner P.D. (2004) – *Geomorphic and climatic implications of relict openwork block accumulations near Thabana Ntlenyana, Lesotho*, Geografiska Annaler, 86 A, 3; pp. 289-302
- Terzaghi K. (1954) – *Anchored Bulkheads*, Trans. Am. Soc. Civil Eng., 119; pp. 1243-1280
- Tiranti T. (2008) – *Cause di innesco, evoluzione e processi sedimentari dei "sediment gravity flow" nelle Alpi occidentali italiane*, Ph.D. Thesys, University of Torino; pp. 100
- Thorarinsson A. (1951) – *Notes on patterned ground in Iceland, with particular reference to the Icelandic 'flas'*, Geografiska Annaler, Vol. 33; pp. 144-156
- Thornthwaite C.W. (1948) – *An approach toward a rational classification of climate*, Geogr. Review, vol. 38; pp. 55-94
- T.R.E. [Tele-Rilevamento Europa] (2008) – *PSInSARTM – Manuale d'uso*, disponibile sul sito www.arpa.piemonte.it; pp. 84
- Trescases J. J. (1969-1975) – *L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiqes en zone tropicale. La formation des gisements nickélicifères de Nouvelle Calédonie*, Mém. ORSTOM, n. 78; pp.260
- Tricart J. (1968) – *Periglacial landscapes*, in Fairbridge R.W. [Ed.] – *Encyclopaedia of Geomorphology*, Reinhold, New York; pp. 829-833
- Twidale C.R. (1980) – *The origin of bornhardts*, Journal of the Geological Society of Australia 27; pp. 195-208
- Twidale C.R. (1981) – *Inselbergs exumed and exposed*, Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., 25 (2); pp. 219-221
- Twidale C.R. (1982) – *Granite Landforms*, New York, Elsevier; pp. 372
- Tyurin A.J., Romanovskii N.N. & Poltev N.F. (1982) – *Frost Facies Analysis of Rock Streams*, Nauka, Mosca; pp. 148
- Van Everdingen R.O. (1976) – *Geocryological terminology*, Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 13, No. 6; pp. 862-867
- Van Everdingen R.O. (ed. 1998 revised May 2005) – *Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms*, Boulder, CO (National Snow and Ice Data Center World Data Center for Glaciology, <http://nsidc.org/fgdc/glossary>).
- Von Lozinski W. (1909) – *Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemäßigten Klima*, Acad. Sc. de Carcovie, C1. des Sci Math. et Nat. Bull; pp.1-25
- Von Lozinski W. (1912) – *Die periglaziale fazies der mechanischen Verwitterung*, Comptes Rendus, XI Congrès Internationale Géologie, Stockholm 1910; pp. 1039-1053

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- Wahrhafting C. & Cox A. (1959) – *Rock glaciers in the Alaska Range*, Bull. Geol. Soc. Am., 70; pp. 383-436
- Washburn A.L. (1973) – *Periglacial processes and environments*, Edward Arnold. New York. (320 pp.); pp. 191-193
- Washburn A.L. (1979) – *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*, Edward Arnold, London; pp. 406
- Washburn A.L. (1980) – *Geocryology*, John Wiley & Sons, New York; pp. 604
- Washburn A.L. (1985) – *Periglacial problems*, Ch. 10, p. 166-201, in Church M.A. & Slaymaker O. [Eds.] (1985) – *Field and theory. Lectures in Geocryology*, University of British Columbia (ISBN 0-7748-0204-9); pp. 222
- White S. (1976) – *Rock glaciers and block fields, review and new data*, Quaternary Research (7); pp. 77-97
- Whittecar G.R. & Ryter D.W. (1992) – *Boulder streams, debris fans, and Pleistocene climate change in the Blue Ridge Mountains of Central Virginia*, Journal of Geology, 100; pp. 487-494
- Young A. (1972) – *Slopes*, Oliver and Boyd, Edinburgh; pp. 288

DISTRIBUZIONE DEI CAMPI DI PIETRE E DELLE COLATE DI PIETRE NEL SETTORE ALMESE - LANZO

I campi di pietre (caos rocciosi) e le colate pietrose sono disegnate secondo i loro limiti apparenti e individuate con la numerazione segnata sul testo

(Capello, 1963, modificato)



SINTESI DELLE PRINCIPALI INFORMAZIONI RELATIVE AI "CAMPI DI PIETRE" ED ALLE "COLATE DI PIETRE" DESUNTE DA CAPELLO (1963).

BACINO T. MECCA						
Considerazioni generali						
ID	Toponimo 1	Toponimo 2	Complesso superiore	Morfologia	dislivello H	larghezza L
	Nessuna					
1	M. Musinè	Ciapè	detrito non molto potente continuo	fascia continua		
2	M. Curto	vs S	lambi di pietrae distanziati	lingua biforcata asimmetrica		
3	M. Curto	vs W	pietraie aperte, molto estese	forma triangolare	100	100
4	Truc Faro	vs S	pietraie aperte, molto estese	forma triangolare	100	100
5	Truc Faro	vs W	pietraie aperte, molto estese	forma allungata	150	50-80
6	Truc Faro	vs W	pietraie aperte, molto estese	forma allungata	150	50-80
7	M. Arpone	vs W	pietraia allungata	ventaglio in alto, incanalato in basso	200	40-100
8	M. Arpone	vs SW	campi di pietrae a mantello	ventaglio in alto, incanalato in basso	400	1000
9	M. Arpone	vs SW	campi di pietrae a mantello	ventaglio in alto, incanalato in basso	400	1000
10	Monpellato	vs N	grandi pietraie	ricopre il versante e raggiunge il rio	200	
11	Monpellato	vs N	grandi pietraie	stretta e poco estesa	200	20-40
12	Monpellato	vs N	grandi pietraie	allungata	200	
					min	100
					max	400
					media	210
						20
						1000
						240
BACINO T. CASTERNONE						
Considerazioni generali						
	In complesso, i campi di pietrae ed i caos rocciosi della Vaidellatorre sono costituiti da blocchi rocciosi di grandezza media, per lo più di peridotite alterata. Sono abbastanza estesi ma non molto ben definiti. Per la maggior parte si tratta di formazioni statiche, non in fase evolutiva, formazioni che non hanno dato luogo a colate rilevanti e perciò sono rimaste alla prima fase di sviluppo, cioè della raccolta ordinata di materiali. Le piccole colate di pietrae rappresentano una fase di sviluppo intermedia che non ha potuto evolversi morfologicamente nelle forme maggiori.					
ID	Toponimo 1	Toponimo 2	Complesso superiore	Morfologia	dislivello H	larghezza L
1	M. Curto	vs NE	piacche di pietrae	forma allungata	100	
2	M. Curto	vs NE	piacche di pietrae	forma allungata	100	
3	Cima Bassa della Val	vs NE	piccoli campi rocciosi	colata di pietrae confluyente	200	70-100
4	Cima Bassa della Val	vs NE	piccoli campi rocciosi	colata di pietrae	200	70-100
5	Truc Faro	R. Borlera	largo campo di pietrae poco potente	assai sviluppato in superficie	300	150-200
6	M. Arpone	vs E	campi di pietrae estese	esili colate di pietrae	675	
7	M. Arpone	vs E	campi di pietrae estese	esili colate di pietrae	675	
8	M. Arpone	vs E	campi di pietrae estese	esili colate di pietrae	675	
9	Colle Lunella	vs SW	campi di pietrae	diversi lembi molto estesi, spesso colata	300	200-300
10	Cresta M. Lera-M. Colombano	q. 1528	2 colate	strette e lunghe, terminazione e punta	100	50-80
11	Cresta M. Lera-M. Colombano	R. Magnacrosta	esteso campo-colata a mantello	irregolare, grande ventaglio ad imbuto (diverse lingue alimentatrici)	400	500

9	cresta M.Lera-M. Colombano	R. del Lupo	campo-colata pietrosa (vedi 6)	a ventaglio in alto, allungato in basso	500	(>400)	forma rigonfia in basso con onde trasversali
10	M.Colombano	vs S	campo di pietre	triangolare	600	>200	
11	Cresta Moncolombon	R. Ciarn	campo-colata (estesa pietraia a ventaglio, mantello di pietraie grezzo)	triangolare (senza lingua)	450	>500	
12	Costa del Carmine	R. Carmus	campo-colata	ventaglio con terminazione a lingua più netta	400	300	
13	Costa del Carmine	vs S	colata non molto potente	larghezza regolare assai ben delimitata ed appuntita in basso	200	30-40	pendenza assai rilevante
14	Costa Rivoira	R. Roussanos	distesa di pietraie greggio	non molto estesa né molto ampia	200	50	
15	Costa Rivoira	vs S	ammasso senza importanza				
16	Costa Rivoira	vs S	distesa di pietraie grossolano discontinuo	irregolare di dimensioni notevoli	275	>250	
17	Costa Aston	R. Rumello	pietraia di talweg	poco allungata di modeste proporzioni			
18	Roc Neir	vs E	mantello quasi continuo di blocchi rocciosi di serpentina	triangolare con lingua breve e non molto larga	700	600-700	
19	Passo della Croce	vs E	successione discontinua ed irregolare di ammassi di blocchi di serpentina a placche	400			
20	M.Basso	Comba dei Fornelli	molte placche di sfasciume roccioso	irregolari, discontinue, più addensate e spesso verso il basso	300		
21	tra Fiano e Lanzo	vs E	piccoli accumuli di pietre	allungati lungo gli impluvi			
				min	150	25	
				max	700	700	
				media	365	221	
BACINO CONCA LANZO - GERMAGNANO							
<p>Considerazioni generali</p> <p>Il "bacino di Germagnano" è una grande ansa valliva a forma di C con versanti alquanto ripidi ricoperti con vegetazione discontinua sui quali si sviluppano estese pietraie. Queste, ben visibili in alto, nelle parti basse, terminali, sono mascherate dalla vegetazione che ne nascondono i limiti precisi. Solo i versanti esposti a N, NW, W ospitano tali pietraie, gli altri ne sono completamente privi. Le rocce serpentinosi costituiscono l'ossatura sommitale del M. Corno; il M. Basso, invece, è costituito da rocce peridotitiche ed è appunto in queste peridotiti che si sono formati i campi e le colate di pietre. Gli affioramenti di queste rocce si rendono evidenti solo in alto, verso lo scrmfallo.</p>							
ID	Toponimo 1	Toponimo 2	Complesso superiore	Morfologia	dislivello H	larghezza L	Osservazioni
1	M. Basso	q. 1011	accumulo di pietre ordinato	allungato nel ristretto solco	100	20	
2	M. Corno	q. 1034 e 1127	mantello di rocce	largo e compatto in alto; estesa colata continua in basso (raggiunge il fondovalle senza toccarlo)	450	50-100	a sinistra, diramazione a lingua turgida
3	M. Corno	vs N	pietraia-colata	in alto a ventaglio e in basso dà luogo a due lingue strette e lunghe (diffiuenza con una lingua che confluisce nella colata 4)		600-700	quella di destra si appuntisce e termina, quella di sinistra si unisce alla colata 4
4	M. Corno	vs N	campo di pietre-colata	allungata, confluyente nella colata 3			La 3 e la 4 unite formano una gigantesca Y e le lingue scendono fino al fondovalle
5	M. Basso	vs N	campo di pietre di roccia serpentina	da cui si diparte una lunga lingua serpeggiante	500	50-60	con molta regolarità scende in basso sino all'altitudine della confluenza delle colate 3 e 4
6	Costone dei Senis	vs N	piccolo canale di pietre	terminante con piccola lingua	100	10-20	

13	M. Basso	R. Simondetti	campo di pietre-colata	lingua che si snoda con regolarità	450		rio visibile solo al di sotto del termine della lingua; lo si sente scorrere al di sotto della lingua nella parte medio-alta; acqua capriata; limiti netti, muretti a secco; spessore 5-7 m; allineamento di pietre colorate di bianco a lacca per studiarne gli eventuali movimenti che hanno comportato lo spostamento dei trafori ENEL
14	Roc Neir	vs NE	campo di pietre-colata	lingua incassata, assai estesa	575		delimitata da muretti a secco
15	Roc Neir	vs NW	campo di pietre-colata, alimentato da blocchi di sfasciume provenienti da spuntoni di roccia viva	esteso campo di pietre che si snoda con regolarità nella linea di talweg	650	200	
16	Truc dell'Aquila	costone Prato Margiai	campo di pietre-colata, alimentato da blocchi di sfasciume provenienti da spuntoni di roccia viva	bellissima lingua, sorprendentemente regolare	620	50-100	
17	Colle Carminiera	vs NW	campo di pietre-colata (colata pietrosa), placche di rocce sfatte alternate a spuntoni di roccia viva, discontinue in alto e continue in basso	colata di larghezza notevole ed irregolare, termina con lingua appuntita nel letto del T. Agnello		300-500	ad essa affluiscono varie piccole lacinie o colatine rocciose. Notevoli alcune onde rocciose superficiali.
18	Colle Carminiera	vs NW	poco potente colatina di pietre	larghezza costante, parallela alla 17	400	10-20	nei primi mesi estivi si sente scorrere l'acqua al di sotto dei blocchi
19	M. Colomano	Regione Bandita	esteso campo di pietre irregolare da cui evolve una colata	forma triangolare appuntita verso il basso	450		
20	M. Colomano	vs N	campi di pietre a mantello irregolare, in cui localmente emerge la roccia viva o vi è una copertura rada di blocchi, oppure ancora si ha un infittimento dei blocchi a formare gradini alti alcuni m	da tali campi si originano piccole lingue rocciose il cui moto di soliflusso è comprovato dalla forma turgida e fronte fortemente convessa			onde di colate pietrose che denotano ben chiaramente la loro origine per sovrapposizione ed accumulo su potenti placche di neve.
21	Truc della Bandiera	R. delle Toglie	crio-detrizione sparsi sottoforma di piccoli lembi o mantelli a velo (deposito discontinuo alternato alla roccia affiorante)	piccola colata a lingua	150		onde di alimentazione
22	Truc della Bandiera	R. delle Toglie	abbondantissimi materiali di crio-detrizione sparsi sottoforma di piccoli lembi o mantelli a velo (deposito discontinuo alternato alla roccia affiorante)	piccola colata a lingua	150		onde di alimentazione
23	Colle Grisoni	R. delle Toglie	crio-detrizione sparsi sottoforma di piccoli lembi o mantelli a velo (deposito discontinuo alternato alla roccia affiorante)	piccola colata a lingua, molto più stretta ed allungata della 21 e 22	200		onde di alimentazione
24	M. Colomano	vs SW	campo di pietre-colata (ammassi di pietre sparse che verso il rivo sottostante, origina allineamenti brev ed interrotti che danno origine ad una lingua	ventaglio irregolare con lingua scendente fino al rivo sottostante, dove termina con fronte alta e turgida	500		sviluppo laterale imprevedibile

25	M. Colombano	vs SW	irregolare campo di pietre	esile, di poca potenza, irregolare					
26	M. Colombano	vs SW	irregolare campo di pietre	esile, di poca potenza, irregolare					
27	M. Colombano	vs SW	irregolare campo di pietre	esile, di poca potenza, allungato a guisa di lingua					
28	Piano Sapai	R. Ricchiaglio	2 accentramenti allungati e fitti di sfasciume pietroso	allungati con fianchi ben delineati, fronte della loro lingua ben nitida	200	80-300			sembra che la loro formazione sia connessa con le acque scorrenti sotto la pietraia del Sapai, ricoperta a sua volta da terra e bosco
29	cresta M. Arpone-M. Colombano	vs NW	grande pietraia con vari allineamenti di pietre (in parte si accumulano sul Pian Sapai, in parte alimentano una colata diretta verso il talweg che si origina dal Coi del Lis)	parte alta foggiate a ventaglio aperto; alternanza di ripianetti ed accumuli turgidi di pietre	200	1000			come se il campo fosse stato animato da una successione di spinte sin dall'inizio della sua formazione. Questa disposizione non è dovuta a particolari condizioni del substrato roccioso ma allo scorrimento dei campi di neve o dei ghiaccio-nevati ricoperti del manto pietroso. I vari cordoni di pietre furono determinati da "onde di alimentazione" dei campi di pietre superiori.
30	M. Arpone	R. Ricchiaglio	alto versante ricoperto da detriti rocciosi a grossi elementi da cui ha origine una lingua in cui si concentrano i blocchi maggiori	la maggiore e più regolare colata della regione, si diparte da un ventaglio ampio e si restringe progressivamente sino alla fronte appuntita	550				
31	M. Rognosio	R. del Civrari	campi estesi irregolari di grossi blocchi di anfiboliti	4 piccole colate	200				forte contrasto con le pietraie precedenti costituite da peridotiti di colore bruno-violaceo
32	Punta della Croce	vs NE		accumulo di massi arcuato con gradini foggiate a lingua (locali colate di pietre?)					presenta i caratteri delle pseudo-morene: nivo-morena o arco morenico vero e proprio?
33	Punta della Croce	R. Albano	copertura di grossi blocchi di serpentina, a tratti continua	foggiate a lingua	500				
				min		130	10		
				max		650	1000		
				media		338	133		

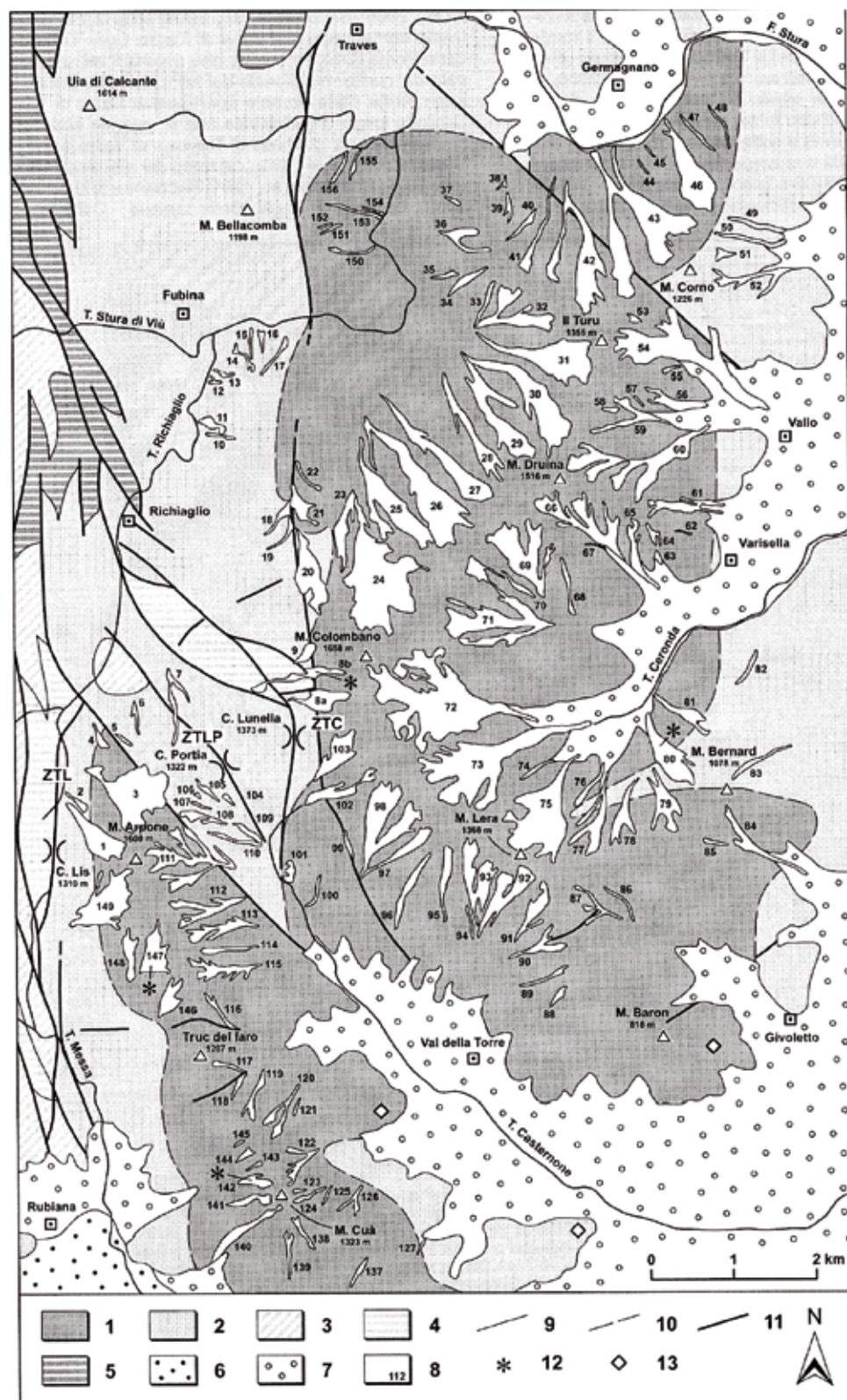


Fig. 2 - Schema geologico del Massiccio Peridotitico di Lanzo (modificato da DEBELMAS et al., 1980) e distribuzione dei block stream. 1) herzoliti, harzburgiti e duniti (Massiccio di Lanzo); 2) serpentiniti e peridotiti serpentizzate (Zona Piemontese e Massiccio di Lanzo); 3) calcescisti (Zona Piemontese); 4) metabasiti (Zona Piemontese); 5) "Gneiss minuti" (Zona Sesia-Lanzo); 6) depositi glaciali pleistocenici; 7) depositi fluviali quaternari; 8) block stream e relativo numero identificativo; 9) contatti stratigrafici; 10) contatti stratigrafici transizionali; 11) faglie; 12) punti di campionamento; 13) cave di magnesite. ZTL = Zona di Taglio del Colle del Lis; ZTLP = Zona di Taglio Colle Lunella - Colle Portia; ZTC = Zona di Taglio del Monte Colombano.

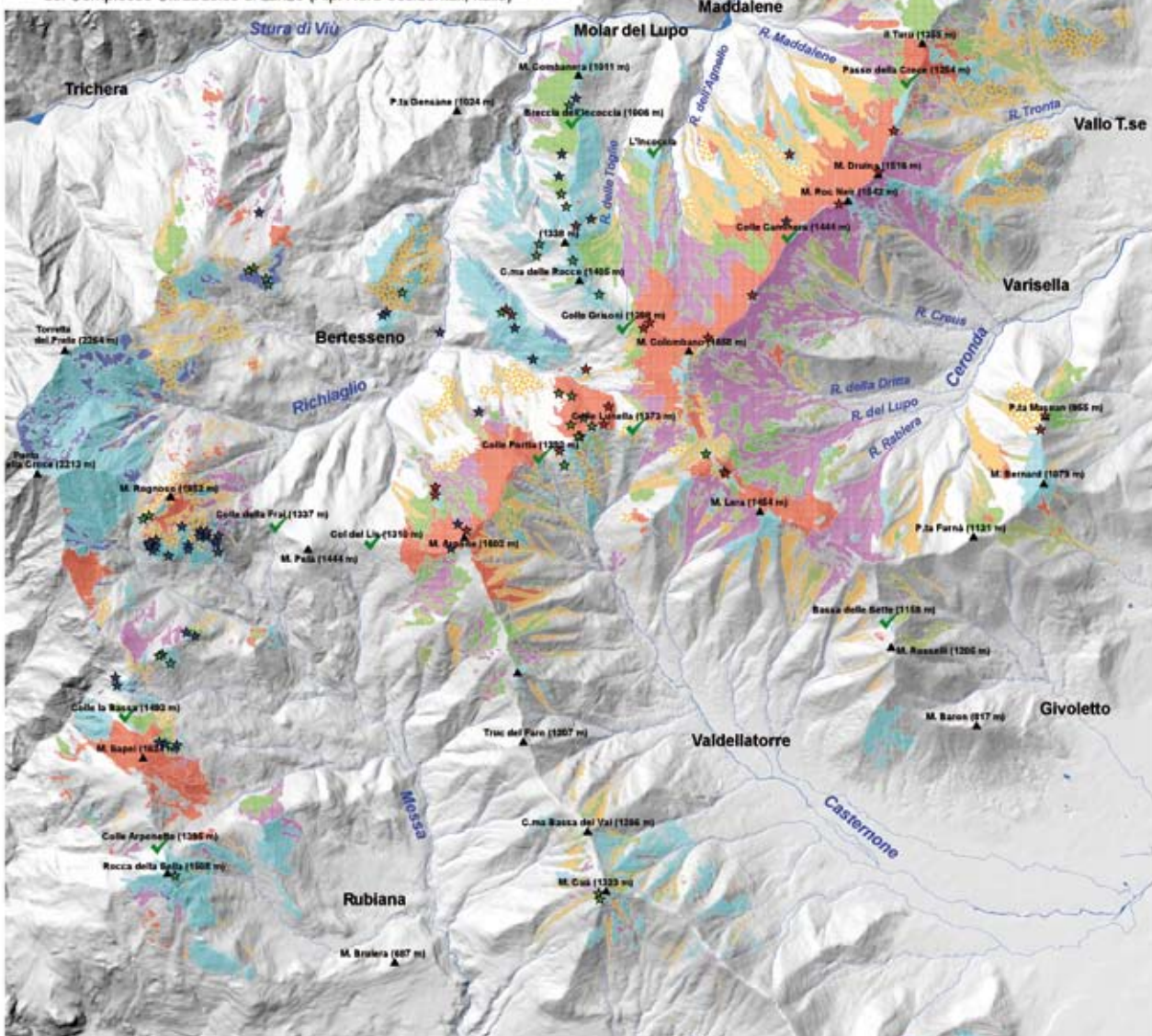
Geologic map of the Lanzo Peridotitic Massif (modified from DEBELMAS et al., 1980) with distribution of block streams. 1) herzolite, harzburgite and dunit (Lanzo Massif); 2) serpentinites and serpentized peridotites (Piemontese Zone and Lanzo Massif); 3) calc-schists (Piemontese Zone); 4) metabasites (Piemontese Zone); 5) "Gneiss minuti" (Sesia-Lanzo Zone); 6) pleistocene glacial deposits; 7) quaternary fluvial deposits; 8) block streams with identification codes; 9) stratigraphic boundaries; 10) transitional stratigraphic boundaries; 11 faults; 12) sampling points; 13 magnesite quarries. ZTL = Colle del Lis Shear Zone; ZTLP = Colle Lunella - Colle Portia Shear Zone; ZTC = Monte Colombano Shear Zone.

Carta delle coperture detritiche del Complesso Ultrabásico di Lanzo e delle aree limitrofe

Luca Paro

Tesi Dottorato XXII ciclo (2007-2009)

"Il ruolo dei processi criotici nell'evoluzione dei block stream
 del Complesso Ultrabásico di Lanzo (Alpi Nord-occidentali, Italia)"



Coperture detritiche

- Block field
- (a - con copertura arbustivo-arborea)
- Block stream
- (a - con copertura arbustivo-arborea)
- Block field & stream (indifferenziato)
- Talus o simili
- (a - con copertura arbustivo-arborea)
- Depositi detritici (indifferenziati)
- Substrato affiorante e sub-affiorante

Elementi morfologici

- ▲ Cima
- ✓ Colle
- ⊕ Incisione (forra)
- Tor (o forme assimilabili)
- ★ sommitale
- ★ sperone
- ★ di versante

Tor (o forme assimilabili)

0 2 Kilometers



