PRESIDENZA DEL CONSIGLIO DEI MINISTRI
DIPARTIMENTO PER I SERVIZI TECNICI NAZIONALI
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 154
SUSA

A cura di
P. Cadoppi[1], M. Castelletto[2] e R. Sacchi[1] (per il basamento prequaternario)
e di P. Baggio[2], F. Carraro[1] e V. Giraud[3] (per la copertura quaternaria)
con un contributo di: G. Bellardone[3] (eventi alluvionali).

[1] Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino e Centro di Studi per la Geodinamica delle Catene Collisionali del C.N.R.
[2] Consulente della Regione Piemonte
[3] Settore Prevenzione del Rischio Geologico Meteorologico e Sismico Assessorato Difesa del Suolo e Governo Risorse Idriche della Regione Piemonte

Ente realizzatore Regione Piemonte
Direzione Regionale Servizi Tecnici di Prevenzione

PROGETTO CARG

Direttore Vicario del Servizio Geologico d'Italia: **N. Accardi**

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia:
F. Galluzzo

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Piemonte:
V. Coccolo

Comitato Geologico Nazionale (D.P.C.M. 23-3-1999 e 9-12-1999):
N. Accardi (presidente), **G. Arnone, S. Cocco, V. Coccolo, U. Crescenti, G. Ferrandino, M. Grasso, P. Manetti, G. Mariotti, E. Martini, G. Pasquarè R. Pignone, R. Polino, A. Praturlon, M. Santantonio, F. Trincardi**
Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico Nazionale per il loro contributo scientifico

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:
G. Conte, D. Delogu, M. D'Orefice, M.L. Pampaloni, R.M. Pichezzi, D. Terribili

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.), **S. Grossi**

Revisione informatizzata dei dati geologici:
A. Lisi, R. Ventura, F. Visicchio

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:
M. Cosci (coord.), **S. Falcetti, F. Pilato**

PER LA REGIONE PIEMONTE:

Allestimento editoriale e cartografico:
G. Balestro, P. Cadoppi, L. Di Martino

Coordinamento informatizzazione:
E. Bonansea, R. Pispico (CSI-Piemonte)

Informatizzatori:
G. Balestro, L. Bellino, M. Castelletto, L. Di Martino, V. Giraud

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:
M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia)

PROGETTO CARG

INDICE

I - INTRODUZIONE . . . . . Pag. 5

II - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E MORFOLOGICO . . » 7

III - STATO DELLE CONOSCENZE . . . . . » 11
1. - BASAMENTO PRE-QUATERNARIO . . . . . » 11
1.1. - Massiccio d'Ambin . . . . . » 11
1.2. - Massiccio Dora-Maira . . . . . » 12
1.3. - Unità oceaniche e di fossa (Unità Liguro-Piemontesi) . » 16
2. - QUATERNARIO . . . . . » 20

IV - BASAMENTO PRE-QUATERNARIO . . . . . » 23
1. - UNITÀ DI MARGINE CONTINENTALE . . . . . » 23
1.1. - Unità Tettonometamorfica del Dora-Maira (DM) . . . . » 23
1.1.1. - *Basamento pretriassico* . . . . . » 24
1.1.1.1. - Complesso polimetamorfico . . . . . » 24
1.1.1.2. - Complesso grafitico del Pinerolese . (monometamorfico) » 28
1.1.1.3. - Ortoderivati . . . . . » 31
1.1.2. - *Coperture mesozoiche* . . . . . » 38
1.1.2.1. - Complesso di Meana-M. Muretto . . . . . » 38
1.1.2.2. - Complesso di Foresto-Chianocco-M. Molaras . . . . » 41
1.1.2.3. - Complesso di Pavaglione . . . . . » 43
1.1.2.4. - Coperture indifferenziate . . . . . » 43
1.2. - Unità Tettonostratigrafica dell'Ambin (AM) . . . . . » 44
1.2.1. - *Basamento pretriassico* . . . . . » 44
1.2.1.1. - Complesso di Clarea . . . . . » 44
1.2.1.2. - Complesso d'Ambin . . . . . » 45
1.2.2. - *Copertura Mesozoica* . . . . . » 45
1.3. - Unità Incertae Sedis . . . . . » 46
1.3.1. - *Unità Tettonica di Fenestrelle (FE)* . . . . . » 46
1.3.2. - *Unità Tettonica del Monte Fassolino (FA)* . . . . . » 47
1.3.3. - *Unità Tettonica di Cantalupo (CA)* . . . . . » 47
1.3.4. - *Unità Tettonica di Tuas Venezia (TV)* . . . . . » 48
2. - UNITÀ OCEANICHE E DI FOSSA
(ZONA PIEMONTESE *AUCT.*) . . . . . » 48
2.1. - Unità Oceaniche . . . . . » 48
2.1.1. - *Unità Tettonometamorfica del Rocciavré (RO)* . . . . . » 49
2.1.2. - *Unità Tettonometamorfica bassa Val di Susa-
Valli di Lanzo-Monte Orsiera (SU)* . . . . . » 50
2.1.2.1. - Settore bassa Val di Susa-Valli di Lanzo . . . . . » 50
2.1.2.2. - Settore M. Orsiera-Val Chisone . . . . . » 51
2.1.3. - *Unità Tettonostratigrafica dell'Albergian* (AB) . . . . . » 52
2.2. - Unità Ofiolitiche . . . . . » 53

PROGETTO CARG

2.2.1. - *Unità Tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna* (CC) » 53
2.2.1.1. - Complesso di Cerogne . . . . . » 53
2.3. - Unità di Fossa . . . . . » 54
2.3.1. - *Unità Tettonometamorfica dei Calcescisti con Pietre Verdi* (CP) . . . . . » 54
2.3.2. - *Unità Tettonometamorfica di Puys-Venaus (PV)* . . . . . » 57
2.3.2.1. - Complesso di Chiomonte-Venaus . . . . . » 57
2.3.3. - *Unità Tettonometamorfica del Rocciamelone (RC)* . . . . » 59
3.- ORIZZONTI DI SCOLLAMENTO . . . . . » 60

V - COPERTURA PLIOCENICO(?) - QUATERNARIA . . . . . » 61
1. - UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE NON DISTINTE IN BASE DEL BACINO DI PERTINENZA . . . . . » 63
2. - UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA . . . . . » 69
2.1. - Bacino del Sangone . . . . . » 69
2.1.1. - *Allogruppo di Fornello* (for) (Pleistocene inferiore) . . . » 71
2.1.2. - *Allogruppo di Coazze* (Pleistocene superiore) . . . . . » 71
2.2. - Bacino del Chisone . . . . . » 73
2.3. - Bacino del Cenischia . . . . . » 75
2.3.1. - *Allogruppo di Bennale* (be) (Pleistocene medio) . . . . . » 77
2.3.2. - *Allogruppo del Moncenisio* (Pleistocene superiore) . . . » 78
2.4. - Bacino della Dora Riparia . . . . . » 82
2.4.1. - *Allogruppo di Salbertrand* (Pleistocene superiore) . . . . » 83
2.4.2. - *Allogruppo di S. Stefano* (Pleistocene superiore) . . . . . » 84
2.5. - Bacini tributari . . . . . » 85
3. - UNITÀ IN FORMAZIONE, NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA . . . . . » 93

VI - TETTONICA E METAMORFISMO . . . . . » 97
1. - MOTIVI TETTONICI MAGGIORI . . . . . » 97
2. - METAMORFISMO . . . . . » 98
3. - STRUTTURE MINORI . . . . . » 99
3.1. - Fasi antiche . . . . . » 99
3.2. - Fasi recenti . . . . . » 100
4. - ZONE DI TAGLIO E CATACLASI . . . . . » 101
5. - NEOTETTONICA . . . . . » 101
6. - "DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE" (DGPV) . . . . . » 104

VII - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA . . . . . » 107
1. - RISORSE MINERARIE E ATTIVITÀ ESTRATTIVE . . . . . » 107
2. - IDROGEOLOGIA . . . . . » 108
3. - EVENTI ALLUVIONALI . . . . . » 111

VIII - BIBLIOGRAFIA . . . . . » 115

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio n° 154, "Susa", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 comprende la bassa Val di Susa, una porzione della Val Chisone, la Val Cenischia a Sud di Novalesa, la parte alta della valle Sangone e la Val Sangonetto. Molto marginalmente, all'estremità settentrionale del Foglio, è compreso il settore di spartiacque tra la Val di Susa e la Valle Stura di Viù. La quota varia dai 360 m di Caprie ai 3.060 m dei Muret.

Come base topografica per il rilevamento sono state utilizzate sia le tavolette I.G.M. alla scala 1:25.000 (tavv. Viù, Usseglio, Monte Lera, Novalesa, Almese, Condove, Bussoleno, Susa, Giaveno, Coazze, Monte Orsiera, Fenestrelle, Cumiana, Pinasca, Perosa Argentina, Massello) sia la Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000 ove disponibile (sezz. Condove, Villar Focchiardo, Bussoleno, Susa, Colle delle Finestre, Pian dell'Agnello, M. Salancia, Coazze, Aquila, Rocca dei Banti, Villaretto, Fenestrelle).

Entro il basamento pre-quaternario sono stati distinti due domini strutturali principali: uno comprendente unità di margine continentale costituite da uno zoccolo cristallino (Unità dell'Ambin e Unità Dora-Maira) e dalle rispettive coperture, e uno comprendente Unità Oceaniche e di Fossa (Unità dei Calcescisti *s.l.* e Unità Ofiolitiche). Entro tali domini sono state riconosciute più unità strutturali, caratterizzate da proprie associazioni litologiche con distinte caratteristiche mineralogiche, petrografiche e strutturali. Nelle varie sotto-sezioni della sezione IV (Basamento pre-quaternario) tali unità sono descritte partendo da quella strutturalmente più bassa (là ove tale distinzione è possibile).

PROGETTO CARG

II - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E MORFOLOGICO

Il bacino della *Val di Susa* copre un'area di 1.261 km^2. Nel solco principale, che presenta decorso arcuato con direzione media circa E-W, scorre la Dora Riparia nella quale confluiscono tre rami secondari: la Dora di Bardonecchia, a sua volta alimentata nel tratto iniziale dalla Valle Stretta e dalla Valle di Rochemolles, la Dora di Cesana, con le due tributarie di destra Valle di Thuràs e Valle Ripa, e la Val Cenischia. In base all'articolazione planimetrica e soprattutto all'evoluzione geomorfologica, la Val di Susa può essere suddivisa in tre segmenti: l'alta *Val di Susa*, a monte di Oulx, la *media valle*, tra Oulx e Susa, e la *bassa valle*, tra Susa e lo sbocco nell'alta pianura piemontese.

Altimetricamente il bacino si sviluppa dai 3.365 m del Ferrand-Niblè, nel Gruppo dell'Ambin, ai 300 m dello sbocco nell'alta pianura padana. Le cime più alte in cui appaiono articolate le dorsali spartiacque che lo separano dai bacini contigui, comprendono spesso rilievi che superano i 3.000 m. L'unico ghiacciaio tutt'ora esistente è il Ghiacciaio dell'Agnello, nel Gruppo dell'Ambin, attualmente in forte ritiro.

Il bacino della Val di Susa comprende un esteso settore, alla testata, che originariamente apparteneva al versante occidentale della catena alpina e che è venuto a far parte di quello orientale a seguito della sistematica migrazione dello spartiacque principale dall'interno verso l'esterno avvenuto essenzialmente durante il Miocene (Staub, 1934). Nel Pliocene inferiore, analogamente a quanto è avvenuto per le altre principali valli alpine occidentali (Sacco, 1888), la parte bassa della valle era ancora invasa dal mare. Il ritiro di quest'ultimo è stato seguito, nel Pliocene medio e nel Pleistocene inferiore, dalla deposizione di una potente successione di depositi di ambiente da paludoso-costiero a fluviale ("facies villafranchiana"). I ghiacciai quaternari si sono impostati sulla superficie di accumulo di questa successione: il loro progressivo approfondimento erosionale ha

PROGETTO CARG

portato alla riescavazione dell'incisione valliva in maniera grossomodo coassiale rispetto a quella originaria oligo-miocenica, con la conseguente pressoché totale asportazione della sequenza pliocenica, conservata invece allo sbocco vallivo nel substrato dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana (cfr. *infra*). Le tracce del glacialismo sono ben riconoscibili nelle diffuse forme e nei depositi localmente ben conservati, presenti su entrambi i fianchi della valle.

Il segmento di valle compreso nel Foglio presenta un profilo trasversale grosso modo simmetrico, fatto questo indicativo di una sostanziale persistenza della posizione della direttrice del drenaggio nelle ripetute fasi di approfondimento erosionale del ghiacciaio e quindi dell'assenza di una componente trasversale nel sollevamento differenziale che ha interessato l'edificio alpino nel settore in cui è scolpita la valle (cfr. § VI-5).

Allo sbocco della Val di Susa nell'alta pianura piemontese le ripetute oscillazioni del ghiacciaio principale hanno portato alla costruzione dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana. La revisione di questo importante apparato effettuata da Petrucci (1970) e più recentemente, per la parte di sottosuolo, da Nicolussi Rossi (1992), ha portato al riconoscimento di diverse fasi, protrattesi da un momento non meglio precisabile del Pleistocene inferiore fino alla fine del Pleistocene superiore. Nel settore prossimale dell'anfiteatro le diverse unità appaiono in rapporto di modesto terrazzamento le une nelle altre, a conferma del progressivo approfondimento erosionale operato dal ghiacciaio durante la sua lunga attività. Verso valle tale rapporto passa gradualmente a quello di giustapposizione, fatto questo che determina la frequente presenza, nel sottosuolo, di paleosuoli all'interfaccia tra unità successive. Nel tratto vallivo, oltre ai depositi e alle forme legati alla fase di massima espansione dell'ultima glaciazione (di seguito LGM) e alle sue fasi di ritiro, sono invece conservate, limitatamente al settore prossimo allo sbocco in pianura, solo le tracce della penultima espansione glaciale. Il fatto è evidentemente imputabile al carattere differenziale che ha avuto l'erosione nel tratto prossimale (molto maggiore) rispetto a quello distale di questa importante incisione ad andamento trasversale rispetto alle unità strutturali, conseguente a sua volta al carattere differenziale del sollevamento recente.

A differenza di quanto si riscontra nel tratto superiore del bacino della Val di Susa (cfr. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 132-152-153, "Bardonecchia", Note Illustrative), nel tratto mediano del bacino, compreso nel Foglio, i fenomeni gravitativi, rappresentati da "paleofrane" e da Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (di seguito DGPV; cfr. § VI-6) sono piuttosto limitati e confinati soprattutto sul versante destro (cfr. § V-1).

L'episodio geomorfologico più recente che ha interessato il bacino segusino è la formazione di un esteso lago, che si è avuta con l'inizio dell'ultimo ritiro glaciale. In base ai dati di sottosuolo disponibili, questo si estendeva almeno da S. Antonino di Susa fino alla stretta di Alpignano. I depositi che ne rappresentano il prodotto di colmamento costituiscono un complesso che supera localmente lo spessore di 200 m, indicando la lunga persistenza del bacino. La "morte" di quest'ultimo, conseguente sia al suo interrimento che all'incisione della soglia ("for-

PROGETTO CARTA

ra di Alpignano") è avvenuta all'incirca 12.000 anni dal Presente, come indica l'età di alcuni tronchi rinvenuti nella successione fluviale che la ricopre (TROPEANO ined.).

La *Val Chisone*, a differenza della contigua Val di Susa, contrariamente a quanto indicato dalla letteratura (Foglio 67, "Pinerolo", 1913 della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, 1913; BLANCHARD, 1952; GABERT, 1962) e come hanno invece dimostrato recenti lavori di revisione (GIRAUD, 1985; SERENO REGIS, 1985), ha ospitato un ghiacciaio che prendeva origine non dalla sua testata ma da una serie di ghiacciai che scendevano dalle valli tributarie (cfr. § V-2.2): questi, immettendosi nella valle principale, vi defluivano per alcuni chilometri. Tale circostanza appare coerente con il fatto che la Val Chisone è priva di una vera testata: essa nasce infatti alla sella del Sestriere (2.033 m), mentre gli spartiacque dei bacini tributari si sviluppano spesso a quote superiori ai 3.000 m (Punta Rognosa, 3.280 m; Bric Ghinivert, 3.037 m; Bric Rosso, 3.026 m; Monte Albergiàn, 3.043 m; M. Ciantiplagna, 2.849 m; M. Orsiera, 2.878 m). La limitatezza del ghiacciaio locale è confermata dalla presenza, all'altezza dell'abitato di Perosa Argentina, cioè a circa 15 km dallo sbocco vallivo, di un enorme conoide, di età pleistocenica media (cfr. GIRAUD, op. cit.; CARRARO, 1987), alimentato dai tributari di sinistra, che originariamente sbarrava l'intera sezione della valle. Questo imponente corpo è stato dissecato e smembrato dall'erosione solo in tempi molto recenti. Nel tratto vallivo situato a valle di Perosa Argentina affiora localmente un potente complesso di depositi lacustri e fluviolacustri di età pliocenica(?)-pleistocenica inferiore, coevi quindi con i depositi in "facies villafranchiana" che si rinvengono nel sottosuolo dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana. Localmente questi si presentano profondamente deformati.

Analogamente a quello della Val di Susa, anche il profilo trasversale della Val Chisone appare sostanzialmente simmetrico: il suo disegno molto svasato, in assenza di un modellamento glaciale, è imputabile alla forte erodibilità del substrato (metapeliti del Complesso Grafitico del Pinerolese; cfr. § IV-1.1.1.2).

Di notevole estensione la DGPV ed i connessi fenomeni gravitativi riconosciuti poco a monte dell'abitato di Fenestrelle. La tipologia è la stessa dei processi diffusi in maniera generalizzata nella media Val di Susa (cfr. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 132-152-153, "Bardonecchia", Note Illustrative).

In base ad una recente revisione (FLORIAN, 1996), il minore bacino della *Val Sangone* mostra invece di aver ospitato un piccolo ghiacciaio locale, alla cui alimentazione concorrevano, con pari importanza di quello principale, una serie di ghiacciai laterali. La loro evoluzione ha portato alla costruzione di un piccolo anfiteatro intravallivo, finora sconosciuto, all'altezza dell'abitato di Coazze, attualmente in parte sepolto ed in parte smantellato dall'erosione. Anche in questo caso, a differenza di quanto riportato in letteratura geologica, il ghiacciaio locale non giungeva fino allo sbocco della valle in pianura nè tanto meno ha interferito

PROGETTO CARG

con quello, maggiore, della contigua Val di Susa.

Di importanza trascurabile, a differenza di quanto riconosciuto per i bacini ricordati in precedenza, è il ruolo dei fenomeni gravitativi nel bacino del Sangone.

La *Val Cenischia* è il più corto tra i rami principali del reticolato; è appunto questa circostanza, nonostante prenda origine da una quota piuttosto modesta (Colle del Moncenisio, m 2.084 s.l.m.), che ne ha fatto il ramo principale del ghiacciaio regionale. Come sarà infatti dettagliatamente ricordato nel § V-2.3 e come era già stato rilevato in passato dagli Autori, durante la fase più recente di avanzata dell'ultima glaciazione il ghiacciaio che scendeva dalla Val Cenischia è stato l'unico a sopravvivere e a giungere con la propria fronte fino allo sbocco vallivo nell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana. Il ghiacciaio della media Val di Susa ha così abbandonato il proprio fondovalle "sospeso" nei confronti di quest'ultimo, che ha continuato il proprio approfondimento erosionale.

I depositi glaciali in Val Cenischia sono conservati soprattutto sul versante destro, mentre quello sinistro è estesamente interessato da fenomeni gravitativi, distribuiti cronologicamente in un lungo intervallo di tempo (cfr. Forno & Massazza, 1987).

PROGETTO CARG

III - STATO DELLE CONOSCENZE

1. - BASAMENTO PRE-QUATERNARIO

1.1. - Massiccio d'Ambin

Il Massiccio d'Ambin entra solo marginalmente nel Foglio. Per questo, l'esame della bibliografia è stato qui limitato all'essenziale. Per una rassegna più approfondita si rimanda alle note illustrative dell'adiacente Foglio "Bardonecchia".

I primi studi sul Massiccio d'Ambin risalgono alla metà del secolo XIX in concomitanza con la progettazione e l'esecuzione del traforo del Frejus. Tra la fine dell'800 e i primi anni del '900 vengono effettuati i rilevamenti geologici per i Fogli "Susa" e "Ulzio" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, rilievi confluiti anche nella eccellente Carta Geologica delle Alpi Occidentali alla scala 1:400.000 (1908). In questi fogli e nelle varie memorie pubblicate dai rilevatori (Zaccagna, 1887; Mattirolo, 1897), viene riconosciuta la forma a cupola del massiccio, nel quale, oltre a un basamento cristallino, vengono identificate arenarie antracitifere, quarziti, carniole, gessi, calcari dolomitici e calcescisti. Al basamento viene generalmente attribuita un'età permo-carbonifera in accordo con i geologi francesi che studiano il Massiccio sul versante francese e lo ritengono analogo litologicamente al Massiccio della Vanoise. Le rocce quarzitiche e carbonatiche che ricoprono il basamento vengono riferite al Trias per affinità con altre sequenze datate.

Nel 1949 Ippolito presenta la sua Carta Geologica del Moncenisio alla scala 1:25.000. Il basamento ("gneiss d'Ambin") e le sue coperture (quarzitico-calcaree) vengono riuniti in un complesso del Gran Paradiso-Ambin (pretriassico e Trias *pro parte*).

PROGETTO CARG

Durante gli anni ’50 il Massiccio d’Ambin viene studiato approfonditamente dai geologi francesi (GOGUEL & ELLENBERGER, 1952; GOGUEL & LAFFITTE, 1952).

MICHEL (1953) suddivide il basamento in due complessi principali: il “Gruppo di Clarea” strutturalmente inferiore e rappresentato da gneiss albitici a glaucofane e da micascisti glaucofanici ad albite, e il “Gruppo d’Ambin”, strutturalmente superiore, costituito da gneiss albitici a fengite e clorite. L’Autore ritiene entrambi i complessi polimetamorfici e retrometamorfosati in età precarbonifera. Si tratta della suddivisione e della nomenclatura che sono ancora in uso.

Nell’ambito di un progetto del Comitato Nazionale Ricerche Nucleari, vengono prodotti da LORENZONI & FREGOLENT (1965) una carta geologica del Massiccio (versante italiano) alla scala 1:50.000, e da LORENZONI (1965) una dettagliata descrizione geologico-petrografica. Per quanto concerne il basamento viene confermata la suddivisione proposta da MICHEL (1953) e vengono individuati due tipi di copertura: una successione autoctona inferiore costituita da quarziti e micascisti (Permo-Eotrias), scisti calcarei, calcari e carniole (Trias inf.-medio), e una parautoctona superiore costituita da calcari e carniole del Trias-Lias. Il basamento è ritenuto monometamorfico in contrasto con quanto sostenuto da MICHEL (1953). Viene affermata la natura tettonica del contatto tra Formazione dei Calcescisti e Massiccio d’Ambin, sottolineato da una zona a scaglie tettoniche con numerosi livelli di carniole.

Negli anni ’70 e ’80 vengono condotti altri studi da parte di geologi francesi. GAY (1970, 1972a, 1972b) descrive dettagliatamente il Massiccio d’Ambin (basamento e coperture) e la soprastante Formazione dei Calcescisti (*“Schistes Lustrés”*) dal punto di vista dell’evoluzione paleogeografica, metamorfica e strutturale. La Serie di Clarea viene considerata polimetamorfica e la Serie d’Ambin monometamorfica.

Gli studi sulle coperture del Massiccio vengono portati avanti da CARON & GAY (1977) e da ALLENBACH & CARON (1986), che riconoscono coperture alloctone, parautoctone e autoctone, e propongono una serie di interpretazioni paleogeografiche e strutturali.

Nel 1980 CALLEGARI *et alii*, in uno studio del settore tra la Val Cenischia e la Val Clarea, oltre a mettere in evidenza la struttura retroflessa del Massiccio nel suo margine orientale, descrivono vari relitti mineralogici prealpini e analizzano la successione delle fasi di blastesi e di deformazione. Questi temi vengono ripresi da BORGHI & GATTIGLIO (1997), che approfondiscono l’analisi dell’evoluzione metamorfica del basamento e descrivono le traiettorie di pressione e temperatura per l’associazione prealpina conservata nella Serie di Clarea, e per quelle alpine.

1.2. - MASSICCIO DORA-MAIRA

Il Massiccio Dora-Maira si estende per circa 1000 km^2 dalla Val di Susa alla Val Maira, interamente fasciato da coperture mesozoiche della Zona Pennidica,

PROGETTO CARG

tranne che sul suo lato orientale, dove viene coperto dai depositi quaternari della Pianura Padana. Come entità geologica, non compariva ancora nella carta di SISMONDA (1866) dove, in ragione della loro cospicua foliazione, le sue rocce erano rappresentate come *"Terreno Giurese"*, insieme a quelli che poi furono chiamati Calcescisti. Pochi anni più tardi, fu individuato da GASTALDI (1872, 1876), che riconobbe uno "gneiss centrale" (ovvero, i tre ellissoidi Dora-Maira, Gran Paradiso e Monte Rosa) ben distinto dalla Zona delle Pietre Verdi, con ciò costruendo uno dei fondamenti della Geologia alpina. La conoscenza del Massiccio fu poi portata avanti dai lavori per la realizzazione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Particolarmente importante il contributo di FRANCHI con la nota del 1897 e la sintesi del 1926.

Nei primi decenni del secolo XX, il Massiccio Dora-Maira, come il resto delle Alpi occidentali, vide la sua struttura reinterpretata su base faldista (*review* di DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984). Da allora, in effetti, lo "gneiss centrale" di GASTALDI ("Massicci Interni" degli Autori francesi) è stato riferito al Dominio Pennidico medio secondo uno schema derivato da quello classico argandiano. È stato a lungo considerato, insieme al Monte Rosa e al Gran Paradiso, come una porzione di crosta continentale appartenente al paleomargine europeo della Tetide Ligure-Piemontese coinvolto nell'orogenesi alpina. In lavori recenti (RADELLI & DESMONS, 1987; HUNZIKER & MARTINOTTI, 1987; POLINO *et alii* 1990), viene proposta l'attribuzione di tali unità al paleomargine apulo, per giustificare la comune evoluzione metamorfica (con fasi di alta pressione e bassa temperatura e stadi successivi di tipo decompressionale) registrata sia da Monte-Rosa, Gran Paradiso e Dora-Maira sia da unità considerate "paleoafricane", come la Zona Sesia-Lanzo. Il lavoro di riferimento sul Massiccio Dora-Maira è comunque la memoria di VIALON (1966), alla quale verrà fatto frequente riferimento.

Il Massiccio è costituito nel suo insieme da un basamento polimetamorfico di probabile età precarbonifera e da unità di copertura monometamorfiche di presunta età carbonifero-permiana (FRANCHI, 1912; VIALON, 1966; BORGHI *et alii*, 1984).

Il basamento polimetamorfico (corrispondente in parte al basamento pretriassico di FRANCHI & NOVARESE, 1895; *"Ensemble des gneiss glanduleux"*, VIALON, 1966) risulta costituito essenzialmente da metapeliti (micascisti a granato e cloritoide) alle quali si associano masse subordinate di metabasiti e marmi a silicati. Ortoderivati di età pre-ercinica sono individuabili nelle facies occhiadine distinte da VIALON (1966) come *"gneiss amygdalaires"*: l'età di intrusione pre-ercinica per questi granitoidi è suggerita da relitti di biotite rossa attribuita al metamorfismo ercinico di medio grado (COMPAGNONI & SANDRONE, 1981; BORGHI *et alii*, 1984, 1985) e da rapporti intrusivi con metagraniti di presunta età ercinica (SANDRONE *et alii*, 1986). Relitti dell'evento metamorfico ercinico sono comunque molto rari (se si confronta con la situazione del Monte Rosa e del Gran Paradiso): oltre alla già citata biotite rossa negli ortogneiss, vengono segnalati relitti di granato e muscovite nelle metapeliti (VIALON, 1966; BORGHI *et alii*, 1985; CADOPPI, 1990).

PROGETTO CARG

Metaintrusivi a composizione da intermedia ad acida sono presenti sia nel basamento polimetamorfico che nelle sequenze monometamorfiche: l'età tardo-ercinica, da tempo accettata per analogia con rocce datate in Monte Rosa e Gran Paradiso, è stata confermata e precisata da BUSSY & CADOPPI (1996).

Le unità monometamorfiche di copertura sono rappresentate essenzialmente dal Complesso Grafitico del Pinerolese costituito da metaconglomerati, meta-arcose, metapeliti caratterizzate dalla presenza di grafite, sia come diffuso pigmento, sia concentrata in sottili livelli o lenti che sono state oggetto di coltivazione (FRANCHI & NOVARESE, 1895; *"Ensemble de Pinerolo"*, VIALON, 1966; BORGHI *et alii*, 1984). L'età carbonifera di questo complesso viene definita in base alle analogie con le classiche sequenze del "Permo-Carbonifero Assiale".

Altre sequenze monometamorfiche di copertura vengono distinte per la prima volta da VIALON (1966) (*"Ensemble de Dronero et de Sampeyre"*): secondo tale Autore si tratterebbe di coperture di origine detritica (*"faciès devenant charbonneux"*: gneiss minuti e micascisti; quarziti conglomeratiche e quarziti micacee) e vulcano-detritica (*"porphyroïdes arkosiques"*: gneiss occhiadini e micro-occhiadini, gneiss leucocratici e "micascisti argentei") riferite dubitativamente al Permiano in quanto appaiono sovrapporsi stratigraficamente al Complesso Carbonifero.

Sulla origine ed età di tali coperture vi sono a tutt'oggi opinioni contrastanti. In particolare, le presunte sequenze vulcano-detritiche vengono interpretate in alternativa come il prodotto di trasformazione metamorfica alpina di originari graniti, leucograniti e associati filoni aplitici e pegmatitici (BORTOLAMI & DAL PIAZ, 1970; BARISONE *et alii*, 1979; COMPAGNONI & SANDRONE, 1981; COMPAGNONI *et alii*, 1983; CADOPPI, 1988, 1990).

Sequenze di copertura carbonatiche autoctone o para-autoctone sono descritte per il settore settentrionale del Massiccio da CARON (1977), da POGNANTE (1980) e da TALLONE (1990): l'età sarebbe da triassica a liassica, per il ritrovamento (FRANCHI, 1897) di resti di crinoidi nelle dolomie della zona di Chianocco (Val di Susa; più precisamente l'età della base di tali sequenze carbonatiche sarebbe Trias medio). MARTHALER *et alii* (1986) in base al ritrovamento di foraminiferi planctonici, estendono tale età fino al Cretacico superiore e confrontano l'evoluzione stratigrafica e paleogeografica di questo settore del paleomargine europeo con quelle del Brianzonese interno.

La presenza di importanti piani di taglio all'interno di tali unità di copertura tuttavia suggerisce, secondo TALLONE (1988, 1990), la non continuità stratigrafica della serie descritta da MARTHALER *et alii* (1986). TALLONE (1990) e CADOPPI & TALLONE (1992) nell'areale di Bussoleno, entro le coperture mesozoiche del Massiccio Dora-Maira individuano due successioni litostratigrafiche "tipo Molaras" e "tipo Pavaglione".

La struttura interna del Massiccio è tuttora discussa. ARGAND (1911) attribuiva ad una unità superiore (Ricoprimento V) il basamento polimetamorfico e parte dei granitoidi, e ad una unità inferiore (Ricoprimento IV) le coperture monometamorfiche (il Complesso Grafitico del Pinerolese) ed i granitoidi

PROGETTO CARG

tardo-ercinici. L'unità inferiore affiorerebbe nell'emifinestra tettonica del Pinerolese. Questa interpretazione faldista viene ripresa successivamente da MICHARD (1967) e adottata nel Modello Strutturale d'Italia alla scala 1:1.000.000 (OGNIBEN *et alii*,1975).

Un modello autoctonista (semplice struttura a pieghe e faglie) viene proposto da FRANCHI (1929), adottato nei Fogli "Susa", "Pinerolo" e "Argentera-Dronero" della prima edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, e successivamente ripreso da VIALON (1966).

SACCHI *et alii* (1983) e BORGHI *et alii* (1984), accettano invece un modello faldista vicino a quello di MICHARD (1967) e propongono per il settore settentrionale del Massiccio la presenza di due unità sovrapposte, con pertinenza paleogeografica differente, ad affinità rispettivamente "brianzonese" (quella inferiore, affiorante nell'emifinestra tettonica del Pinerolese) e "piemontese" (quella superiore, alloctona rispetto alla precedente, costituita dal basamento polimetamorfico, da granitoidi monometamorfici e dalle coperture carbonatiche).

I lavori pubblicati nell'ultimo decennio hanno messo in evidenza il carattere di polifasicità e policiclicità dell'evoluzione metamorfica del Massiccio Dora-Maira, in analogia con quanto già noto nel Monte Rosa, nel Gran Paradiso e nel resto del Dominio Pennidico. Testimonianze di un evento metamorfico pre-alpino di medio-alto grado, verosimilmente attribuibile all'evento ercinico sono segnalate da VIALON (1966), COMPAGNONI & SANDRONE (1981), BORGHI *et alii* (1985), SANDRONE *et alii* (1986), KIENAST & LOMBARDO (1987) e CADOPPI (1990). Si veda anche il *review* di SANDRONE *et alii* (1993).

L'evoluzione metamorfica alpina sembra aver avuto storie differenti nel settore settentrionale e in quello meridionale del Massiccio.

Nel settore settentrionale il ritrovamento di paragenesi di alta pressione nelle metabasiti (onfacite, granato, rutilo, glaucofane) (BELLION, 1982; BORGHI *et alii*, 1985; POGNANTE & SANDRONE, 1989), nelle metapeliti (granato, fengite, paragonite, rutilo, cloritoide) (VIALON, 1966; BORGHI *et alii*, 1985) e nelle miloniti granitiche note come "micascisti argentei" (cianite, Mg-cloritoide) (LAURI, 1982) indica una fase eoalpina in facies eclogitica. Nelle metabasiti POGNANTE & SANDRONE (1989) calcolano per il picco barico condizioni di cristallizzazione a temperature attorno a 500 °C e pressioni di 9÷13 Kbar (stadio 1). Secondo questi Autori, la fase di eclogitizzazione è accompagnata da due fasi di deformazione pervasiva a cui segue la cristallizzazione di glaucofane (a pressioni eccedenti 7÷8 Kbar) (stadio 2). L'evoluzione metamorfica successiva (in facies scisti verdi) è di tipo decompressionale a condizioni isoterme o a temperatura debolmente crescente: è caratterizzata da una crescita di katophorite ± albite ± epidoto (stadio 3) seguita dallo sviluppo di biotite verde/bruna, clorite, albite e actinolite (stadio 4).

Nel settore meridionale del Massiccio, in particolare in un'area di pochi km^2 vicino a Martiniana Po (CN), sono state individuate quarziti a piropo, fengite, talco, cianite e rutilo con inclusioni di coesite entro i porfiroblasti di piropo (CHOPIN, 1984, 1987a, 1987b). Questa eccezionale paragenesi indicherebbe tempera-

PROGETTO CARG

ture di riequilibrazione di 700÷800 °C e pressioni superiori a 28 Kbar. La coesite non è presente solo nelle quarziti, ma anche nelle metapeliti ed eclogiti incassanti, per cui sarebbe possibile distinguere una unità a coesite compresa entro unità continentali di più basso grado metamorfico (HENRY *et alii*, 1987, 1989). PAQUETTE *et alii* (1989) datano il metamorfismo di queste rocce, ottenendo una intercetta inferiore sulla curva della discordia (metodo U-Pb) a circa 120 Ma, ed un'isocrona Rb/Sr fengite-roccia totale a circa 96 Ma. Età simili (117 Ma) sono state ottenute, sugli stessi campioni, anche con il metodo Nd-Sm, e sono state interpretate come età di riequilibrazione metamorfica legata alla fase di alta pressione alpina precoce in accordo con altri dati radiometrici disponibili per le Alpi occidentali. Non mancano, comunque, datazioni radiometriche che indicano età molto più recenti, dell'ordine di 35÷50 Ma (TILTON *et alii*, 1989; GEBAUER *et alii*, 1997), così che il problema cronologico di questi materiali deve ritenersi impregiudicato.

I valori di pressione estremi, che caratterizzano queste rocce, implicano, secondo l'attuale paradigma scientifico, subduzione di crosta continentale a profondità di circa 100 km. Il meccanismo in grado di riportare il materiale subdotto in superficie, senza che esso registri sostanziali aumenti di temperatura (i quali destabilizzerebbero la paragenesi) è problematico. CHOPIN ipotizza la migrazione progressiva di sottoscorrimenti intracontinentali, che si sarebbero generati durante i processi subduttivi: i continui sottoscorrimenti di materiale "freddo" avrebbero impedito l'aumento di temperatura nelle zone più interne, cioè quelle sottoposte a pressioni maggiori.

Per quanto riguarda le datazioni radiometriche, sono già state citate quelle relative all'Unità di altissima pressione che, per i suoi caratteri estremi e peculiari, è stata oggetto di molti studi. Il resto del Massiccio non ha goduto di altrettanta attenzione: l'unico lavoro moderno è quello di BUSSY & CADOPPI (1996) sui granitoidi paleozoici, del quale si riferirà nei capitoli appropriati.

A partire dagli anni '70, il settore settentrionale del Massiccio Dora-Maira e le adiacenti coperture mesozoiche autoctone e alloctone nei bacini della Dora Riparia e del Chisone sono stati oggetto di varie tesi di laurea presso l'Università di Torino, con la supervisione del gruppo Geologia del Cristallino (R. Sacchi, poi P. Cadoppi), riportate in bibliografia: MASSAZZA (1977), LAVAZZA (1977), BORGHI (1983), BOTTO (1983), CADOPPI (1983), PORRO (1983), BONIOLI (1989), MENSIO (1992), CORAGLIA (1995), RICCIO (1997).

1.3. - UNITÀ OCEANICHE E DI FOSSA (UNITÀ LIGURO-PIEMONTESI)

Corrispondono essenzialmente alla Formazione dei Calcescisti con Pietre Verdi, della quale FRANCHI (1898a) dimostrò l'età mesozoica con uno storico ritrovamento di fossili in Val Grana. Si tratta di unità modernamente considerate alloctone e spesso raggruppate, nella letteratura più moderna, a formare una Falda "Piemontese" o "Ligure-Piemontese", termini che ricorreranno occasionalmente anche nelle pagine che seguono.

PROGETTO CARG

I primi lavori su queste unità nell'area del Foglio "Susa" risalgono alla fine del XIX secolo e interessano la media Val di Susa e la Val Cenischia (GASTALDI, 1871, 1872) e l'area fra la Vanoise e la media Val di Susa (ZACCAGNA, 1892). Sempre alla fine del secolo scorso FRANCHI (1895) esegue uno studio delle prasiniti della media Valle Susa e della Val Sangone. Lo stesso Autore (FRANCHI, 1898b), grazie al ritrovamento nei pressi di Chianocco di crinoidi nei calcari dolomitici, assegna un'età triassica a questi sedimenti.

All'inizio del XX secolo altri studi sono stati eseguiti in occasione della realizzazione di una carta geologica alla scala 1:100.000 della Zona delle Pietre Verdi compresa tra i Massicci del Gran Paradiso e del Dora-Maira (MATTIROLO, 1905). Ancora FRANCHI (1904, 1912) affronta la problematica riguardante l'età dei Calcescisti e delle Pietre Verdi ed esegue studi particolareggiati in Val Cenischia.

Un deciso passo in avanti dal punto di vista strutturale viene effettuato con lo studio di HERMANN (1930), sapiente applicazione delle allora recenti teorie faldiste. In particolare, si occupa di certi micascisti feldspatici (rocce di natura continentale, più tardi denominate "Gneiss di Charbonnel") che si incontrano in problematica associazione con sedimenti oceanici (Calcescisti). Attribuisce tali rocce a scaglie tettoniche pretriassiche provenienti da zone più interne (Ricoprimento Dent Blanche - Zona Sesia). Segnala anche, a Sud del Rocciamelone, un importante piano di scorrimento evidenziato da discontinui livelli triassici (cfr. più avanti la sezione sull'Unità Tettonometamorfica del Rocciamelone).

Passando agli anni '50, la memoria di MICHEL (1953), fornisce un dettagliato studio petrografico e geochimico del Complesso dei Calcescisti fra il Massiccio del Gran Paradiso e la Zona Sesia-Lanzo. Descrive e denomina i già citati "Gneiss di Charbonnel" e li interpreta come dei micascisti più o meno albitizzati, originatisi da fenomeni di metasomatismo sodico, stratigraficamente intercalati all'interno del Complesso dei Calcescisti. Si tratta di rocce controverse per le quali sono state ipotizzate origini disparate: vulcaniti di ambiente oceanico (keratofiri), scaglie di basamento, prodotti di metasomatismo e infine prodotti di apporti detritici da margine continentale. Si tornerà su questo problema più avanti, nella sezione dedicata all'Unità Tettonometamorfica di Puys-Venàus.

In due lavori del 1964 e 1966, CONTI si esprime per l'autoctonia delle ofioliti e per la loro origine metasomatica (derivazione da sedimenti mesozoici). Tale teoria, non adeguatamente argomentata, è comunque ripresa da BELLINI & MAIFREDI (1968) in un lavoro svolto tra il Colle delle Finestre e la Val Sangone.

LORENZONI (1965) nella sua memoria sul Massiccio d'Ambin descrive brevemente i litotipi della Formazione dei Calcescisti presenti in Val Cenischia e nei dintorni di Susa: calcescisti, calcescisti filladici, filladi calcarifere, calcari cristallini, micascisti feldspatici e prasiniti. L'Autore vede "Gneiss di Charbonnel" e prasiniti come intercalazioni sedimentarie che gradualmente fanno passaggio ai Calcescisti.

Lo studio delle sequenze ofiolitiche presenti in bassa Val di Susa e nelle Valli di Lanzo è affrontato da NICOLAS nella sua monumentale tesi di dottorato ed in

PROGETTO CARG

alcuni lavori successivi (1966, 1967, 1969). L'Autore è inizialmente propenso ad una visione autoctonista. Per quanto concerne la messa in posto delle rocce della sequenza ofiolitica, suggerisce l'azione di effusioni sottomarine attraverso fratture di distensione. Questa opzione viene poi sostituita da quella di una messa in posto per origine tettonica (a freddo). Dal punto di vista strutturale, vengono riconosciute quattro fasi deformative a cui corrispondono altrettanti episodi metamorfici.

Un passo avanti, per quanto concerne l'evoluzione strutturale e paleogeografica delle Alpi occidentali, è dovuto al lavoro di Bortolami & Dal Piaz (1970) dedicato al basamento cristallino dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana: nella letteratura di lingua italiana, è questo uno dei primi lavori nei quali compaiano concetti e terminologia della allora neonata "Tettonica delle Placche". Dopo un'accurata bibliografia, nella quale sono analizzati criticamente i precedenti lavori, vengono descritte le principali litologie della Formazione dei Calcescisti con Pietre Verdi e i rapporti strutturali fra le diverse unità. Viene proposta l'esistenza di ripetizioni tettoniche e di grandi pieghe isoclinali. Si propone infine una ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica e strutturale dell'"eugeosinclinale" piemontese, nella quale a iniziali processi di lacerazione crostale segue una fase di *"serrage"*, con presa di posizione dei ricoprimenti e raccorciamento crostale, per finire con una fase di distensione caratterizzata dal magmatismo tardo-orogenico.

Dieci anni più tardi, un ulteriore passo avanti si deve ai lavori nei quali Pognante (1979, 1980) studia in modo approfondito il complesso metaofiolitico dell'Orsiera-Rocciavré e riconosce nel dominio Ligure-Piemontese, tra la Val di Susa e la Val Chisone, varie unità strutturali caratterizzate ciascuna da una propria evoluzione tettono-metamorfica. Riconosce anche varie fasi deformative, delle quali le prime due attribuite all'evento eo-alpino (principale fase di impilamento delle falde; metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura).

Lo stesso Autore (Pognante, 1981) descrive due sequenze Fe-Ti gabbriche appartenenti alla falda ofiolitica piemontese nell'area della Val di Susa: quella di Fonte Neiretto (Val Sangone), inclusa nel massiccio ofiolitico Orsiera-Rocciavrè e quella affiorante sul versante meridionale del Rocciamelone, che rappresenta una scaglia tettonica all'interno di una complessa serie di calcescisti ofiolitiferi. Altri studi sui metagabbri delle Alpi Occidentali (Monviso, Rocciavré, Lanzo, Tour Real e Rocca Pergo) e sui loro rapporti con le altre rocce della *suite* ofiolitica e con le varie coperture sedimentarie sono dovuti a Lombardo & Pognante (1982).

Pognante (1983) descrive entro la Falda Piemontese un'unità tettonica con metamorfismo di alta pressione, caratterizzata dall'associazione di calcescisti con gneiss albitici derivati da detritismo continentale e con quarziti a manganese. L'associazione litologica e il metamorfismo suggeriscono che l'unità rappresenti il prodotto di una trasposizione, in ambiente di subduzione, di una minuta porzione del margine continentale paleo-africano (dominio Austroalpino) che bordava il bacino Ligure-Piemontese. Il contatto degli gneiss albitici e delle quar-

PROGETTO CARG

ziti con i calcescisti è di natura tettonica. Gli gneiss e le quarziti sono interpretati come scaglie o olistoliti.

Ai lavori di POGNANTE ne seguono altri che interessano la Zona Piemontese tra la bassa Val di Susa e le Valli di Lanzo: PEROTTO *et alii*, 1983; LEARDI *et alii*, 1984; LEARDI & ROSSETTI, 1985. Il primo, in particolare, riconosce la presenza di tre unità: una inferiore derivata da litosfera oceanica, una intermedia (metasedimenti carbonatici con numerose intercalazioni di gneiss albitici ad affinità continentale) e una superiore (marmi a silicati e calcescisti con subordinate ofioliti presenti solo nella parte basale). Gli altri due lavori, di contenuto geochimico-petrografico, sono dedicati alla *suite* ofiolitica, descritta nei suoi vari termini (peridotiti tettonitiche più o meno serpentinizzate, Mg-gabbri, Fe-Ti-gabbri, MORB e Fe-Ti-basalti) intensamente rielaborati dal metamorfismo alpino.

Il versante sinistro della media Val di Susa è stato studiato da MARTHALER *et alii* (1986) i quali distinguono due insiemi strutturali sovrapposti: un insieme inferiore ("piemontese esterno") rappresentato dal Massiccio Dora-Maira e dalle sue coperture più o meno scollate e un insieme superiore ("piemontese interno") rappresentato da un basamento mafico\ultramafico ricoperto da un complesso vulcano-sedimentario e sedimentario (*"Schistes Lustrés"* ofiolitiferi). Foraminiferi planctonici individuati nei Calcescisti dell'insieme inferiore hanno consentito una datazione al Cretacico Superiore.

Nella copertura mesozoica del Massiccio Dora-Maira (insieme inferiore) sono state ricostruite due successioni (di Crotte e di Foresto). Queste successioni basali della zona piemontese esterna mostrano una certa similitudine con le coperture del Gran Paradiso, con la serie di Selleries-Fontane (SACCHI *et alii*, 1983) e con le coperture del M. Rosa ovvero la Zona del Combin superiore, Serie del Frilihorn e Série Grise. Dal punto di vista paleogeografico la successione è vista come il settore occidentale di un bacino flyschioide in via di riempimento, all'inizio del Cretacico superiore, per l'apporto di materiale proveniente dal suo margine occidentale, costituito dalla Zona Brianzonese. La Zona Piemontese esterna e la Zona Brianzonese avrebbero subìto, prima del Cretacico superiore, un'identica evoluzione, come testimoniato dalla lacuna del Cretacico Inferiore.

Riprendendo MARTHALER *et alii*, altri Autori francesi (FUDRAL *et alii*, 1987) distinguono in Val di Susa e Vanoise tre insiemi di unità entro l'insieme degli *"Schistes Lustrés"*: a) Unità appartenenti al paleo-margine europeo rappresentate dalle coperture generalmente scollate del basamento pretriassico dei massicci cristallini interni (Gran Paradiso, Dora-Maira). Fino al Cretacico medio la loro storia geologica è analoga a quella delle unità brianzonesi, compreso lo sviluppo di paragenesi eclogitiche d'età prossima a 80 Ma; b) Unità d'origine oceanica, suddivise in due insiemi: uno inferiore (tipo Villaron-Grand Uia) di natura ofiolitica e uno superiore caratterizzato da scaglie basali di rocce basiche e ultrabasiche soggiacenti a calcescisti e marmi con intercalazioni detritiche di materiale ofiolitico e continentale ("Gneiss di Charbonnel"); c) Unità sommitale (tipo P. Gran Vallon) rappresentata esclusivamente da metasedimenti, con metamorfismo alpino in facies scisti blu a lawsonite.

PROGETTO CARG

Dal Piaz & Polino (1989) discutono la nascita e l'evoluzione del ramo della Tetide costituito dal bacino oceanico Ligure-Piemontese. Il quadro che prospettano comprende un lungo periodo di distensione perdurante dal Permiano al Cretacico medio (tettonica transtensiva permo-triassica, *rifting* giurassico e fase di oceanizzazione) e una susseguente compressione con chiusura del bacino oceanico, nascita della catena alpina e sua maturazione. Discutono anche le relazioni di tale vicenda con l'evoluzione dell'Oceano Atlantico. Le unità pennidiche e quelle australpine che hanno registrato eventi metamorfici di HP/LT devono appartenere - è questa una delle conclusioni - ad una stessa placca continentale per essere compatibili con le moderne teorie dei prismi di accrezione.

Deville *et alii* (1992) sottolineano le affinità litostratigrafiche e strutturali degli *"Schistes Lustrés"* dal Vallese, alla Savoia, al Queyras: in particolare, sia le unità ad affinità oceanica, sia quelle di natura continentale sarebbero correlabili dal punto di vista metamorfico, strutturale e litostratigrafico. Per quanto concerne l'evoluzione geodinamica delle Alpi occidentali, alcuni dei coautori del lavoro propendono per un modello caratterizzato da un prisma di accrezione mentre gli altri, al fine di spiegare un metamorfismo delle unità di crosta continentale più antico (130 Ma) rispetto a quello registrato nelle unità oceaniche (90 Ma), propendono per un modello dove un margine crostale europeo assottigliato viene subdotto al di sotto di una litosfera oceanica neo-formata, e quindi calda e "galleggiante".

Un itinerario lungo la Val di Susa fu scelto per una escursione del Congresso Geologico Internazionale di Parigi (1980). La guida (Debelmas *et alii*, 1980) fornisce una succinta descrizione della geologia, e la descrizione delle fermate, una delle quali (sul Trias di Foresto) nell'area del Foglio n° 154-Susa.

2. - QUATERNARIO

Anteriormente ai rilevamenti per la prima edizione del Foglio 55, "Susa", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1910), la copertura quaternaria dell'area rappresentata nel Foglio è stata descritta in modo sommario, a margine di alcuni lavori di carattere generale (Mattirolo, 1897; Sacco, 1898), ed in modo più specifico in alcune note di Sacco, il quale ha brevemente descritto i depositi quaternari allo sbocco della Val Sangone (Sacco, 1886, 1887). L'Autore separa i terreni quaternari in *"depositi di correnti acquee (quali il Diluvium, lo pseudo-Diluvium e l'Alluvium antico e recente) e depositi di ghiacciai (cioè il terreno morenico)"*. Per quanto riguarda la massima espansione raggiunta dal ghiacciaio della Val Sangone, l'Autore (1886) annota che *"nella Valle del Sangone sarebbe stato presente un piccolo ghiacciaio che però non poté raggiungere lo sbocco della valle"*.

Il documento cartografico che riunisce in maniera organica le informazioni sulla copertura quaternaria è comunque rappresentato dalla già citata prima edizione (una seconda edizione, anastatica della prima, è stata pubblicata nel 1959)

PROGETTO CARG

del Foglio 55, "Susa", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1910). I depositi più estesamente distribuiti sui versanti sono indicati indistintamente come *"morene würmiane, postwürmiane e recenti"*. I depositi alluvionali di fondovalle sono invece cartografati come *"alluvioni recenti, laghi colmati"*. Sono anche rappresentati alcuni accumuli di *"detriti di falda"*, soprattutto nei settori di testata dei bacini tributari. Infine vengono cartografati alcuni *"conoidi di deiezione"*, allo sbocco delle principali tributarie sul fondovalle principale.

Successivi alla pubblicazione del Foglio "Susa", compaiono vari lavori dei quali segue una breve rassegna.

In un lavoro monografico sul glacialismo della Val di Susa, corredato da una carta a scala 1:100.000, Sacco (1921) segnala l'esistenza di depositi riferibili a diverse glaciazioni. Mentre però suddivide cronologicamente le formazioni costituenti l'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana non introduce alcuna distinzione nella carta, nell'ambito dei depositi glaciali vallivi. Numerose osservazioni, corredate da precisi riferimenti topografici, sono reperibili sia in questo lavoro, sia in vari altri dello stesso Autore (Sacco, 1910, 1918, 1926, 1934, 1938, 1948). In un lavoro specifico sul glacialismo nelle valli del Pinerolese lo stesso Autore (1928b), indica la presenza dei prodotti di tre glaciazioni: quelli della più antica ("Mindel") localizzati in prossimità dello sbocco vallivo, e quelli successivi ("Riss" e "Würm"), spesso conservati in forma di archi morenici, distribuiti diffusamente in corrispondenza della media e dell'alta valle.

Ancora Sacco fornisce una descrizione dettagliata dei depositi e delle forme conservati in Val Sangone e nelle valli tributarie: analizza separatamente i diversi bacini, descrivendo la natura e la genesi dei depositi proponendone una cronologia relativa. Nell'evoluzione quaternaria della valle, individua ancora tre principali fasi, indicandole come 1a, 2a e 3a glaciazione.

Capello (1941) segnala la presenza di alcuni estesi fenomeni gravitativi sul versante sinistro della bassa Val di Susa, nella regione di Mocchie.

Gli anni successivi alla seconda guerra mondiale vedono apparire due opere monografiche importanti, e cioè quella di Gabert (1962) (che interessa solo marginalmente l'area del Foglio "Susa") e quella di Blanchard (1952). Questa ultima dedica alla morfologia della Val di Susa alcune pagine descrivendo i *verrous* localizzati fra Gravere e Mattie, i rilievi di San Giorio e i contrafforti rocciosi di San Valeriano, Vaie, Truc le Mura e Torre del Colle; per quanto riguarda la Val Chisone, l'Autore interpreta i cambi di direzione dell'asse vallivo come risultato di un importante fenomeno di cattura fluviale di età pliocenica che avrebbe condizionato l'intero assetto idrografico dell'area; in merito al glacialismo, descrive la presenza di depositi glaciali fino a pochi chilometri dallo sbocco in pianura, stimando una lunghezza massima della lingua glaciale in 48 km e lo spessore in circa 450 m.

Poche innovazioni, per quanto riguarda il Quaternario, apportano le due, peraltro importanti, carte di Hermann & Raguin (1930) e di Lorenzoni & Fregolent (1965).

A Polizzano (1968) si deve una concisa descrizione delle formazioni quater-

PROGETTO CARG

narie, mentre su alcuni aspetti locali di idrogeologia, di dinamica fluviale, di eventi franosi e di fenomeni di valanga si soffermano SEGRÈ (1920), VITALE (1929), CAPELLO (1939, 1955), MURATORE (1940), IPPOLITO (1949), ZANELLA (1969), GOVI (1973, 1978), BOGGE (1975), MORTARA (1975, 1978), CARRARO et alii (1979), RODDI (1982), FRANCESCHETTI *et alii* (1990), TROPEANO *et alii* (1996).

In uno studio di immagini Landsat, CASATI & GIOVACCHINI (1977), prendendo in considerazione le strutture disgiuntive ad evoluzione recente o attive, segnalano il sistema di lineamenti Val Cenischia-Nizza, orientato circa N350° *"caratterizzato da una grande evidenza sull'immagine Landsat e da coincidenze discontinue con uno o più indizi morfologici"*.

Nel 1981 CARRARO & FORNO segnalano la presenza, sul versante sinistro della Val Chisone, a monte dell'abitato di Fenestrelle, dell'accumulo profondamente rimodellato di una antica frana di grandi dimensioni (5 kmq di estensione e potenza superiore ai 100 metri).

FORNO & MASSAZZA (1987) segnalano la presenza di fenomeni gravitativi diffusi e ripetuti sul versante sinistro della Valle Cenischia, interpretandoli come legati al sistema tettonico Cenischia-Nizza.

In uno studio effettuato in occasione della costruzione dell'Autostrada del Frejus, BERTONE *et alii* (1987) ricostruiscono l'evoluzione quaternaria della Valle Clarea nel settore di confluenza nella Val di Susa, individuando più fasi di espansione delle due masse glaciali.

Nel 1990, PIANA *et alii* forniscono alcuni dati sul Quaternario del territorio di Giaveno nell'ambito di uno studio dedicato a tematiche di rischio sismico.

Un quadro di insieme della distribuzione dei principali fenomeni gravitativi viene fornito dalla Carta delle Frane alla scala 100.000 realizzata dalla Regione Piemonte (Settore Prevenzione Rischio Geologico, Meteorologico e Sismico), compresa nella Banca Dati Geologica (REGIONE PIEMONTE, C.N.R. & C.S.I., 1990).

Nel Foglio "Lanslebourg-Mont Ambin" della Carte Géologique de la France alla scala 1:50.000, FUDRAL *et alii* (1994a, 1994b) segnalano la presenza, sul versante sinistro della Valle Cenischia, di depositi glaciali würmiani e di estesi settori interessati da *tassements*.

La cartografia e l'interpretazione della copertura quaternaria sono state, infine, oggetto degli studi condotti negli ultimi dieci anni nell'ambito di una serie di tesi di laurea impostate e coordinate da F. Carraro, elencate in bibliografia (RIGHI, 1980; VENTURA, 1982; GIRAUD, 1985; SERENO REGIS, 1985; ANTONUCCI, 1989; BAGGIO, 1990; FIORASO, 1993; FLORIAN, 1996).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

IV - BASAMENTO PRE-QUATERNARIO

La riconosciuta inadeguatezza delle unità litostratigrafiche convenzionali per affrontare la complessa problematica delle sequenze metamorfiche (in particolare metasedimentarie) ha indotto gli Autori del Foglio a utilizzare come unità base quella "tettonometamorfica" (come definita da SPALLA *et alii*, 1998); limitatamente alle unità in comune con il Foglio Bardonecchia si è utilizzato anche il termine di "unità tettonostratigrafica" (BATES & JACKSON, 1987) come ridefinita da DELA PIERRE *et alii* (1997): *"volume roccioso delimitato da contatti tettonici e contraddistinto da una successione stratigrafica, e\o una sovraimpronta metamorfica e\o un assetto strutturale interno significativamente differenti da quelli dei volumi adiacenti"*. Si rimanda al primo e al terzo dei lavori citati per una approfondita discussione e giustificazione della scelta.

Le unità riconosciute nel basamento cristallino sono state riferite a due domini principali e raggruppate conseguentemente. Più precisamente, sono stati distinti un Dominio di Margine Continentale comprendente unità di crosta continentale con relative coperture carbonatiche mesozoiche più o meno scollate e coperture di incerta collocazione (Unità *Incertae Sedis*) e un Dominio Oceanico e di Fossa, comprendente unità ofiolitiche e di crosta oceanica.

1. - UNITÀ DI MARGINE CONTINENTALE

1.1. - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA DEL DORA-MAIRA (**DM**)

E' costituita da un basamento paleozoico, e dalla sua copertura di metasedimenti mesozoici prevalentemente carbonatici. Il rapporto tra basamento e coper-

tura non sempre risulta di chiara natura stratigrafica, in quanto fortemente rielaborato durante l'evento tettono-metamorfico alpino.

1.1.1. - *Basamento pretriassico*

Il settore settentrionale dell'Unità Dora-Maira comprende rocce prevalentemente ortoderivate a chimismo acido (granitico - granodioritico) con tessiture e paragenesi magmatiche parzialmente preservate.

L'"incassante" è costituito sia da micascisti a granato ± cloritoide considerati polimetamorfici (VIALON, 1966), sia da una sequenza monometamorfica di micascisti, gneiss minuti e quarziti a diffuso pigmento grafitico facenti parte del Complesso Grafitico del Pinerolese, considerata di età carbonifera (FRANCHI & NOVARESE, 1895; VIALON, 1966).

Non sono stati riconosciuti contatti primari intrusivi preservati; generalmente tutti i contatti tra ortoderivati e incassante sono netti e paralleli alla foliazione tettonica regionale.

La presenza di metapegmatiti e gneiss aplitici a giacitura filoniana all'interno dei micascisti a granato ± cloritoide, in corrispondenza del contatto con i metagranitoidi porfirici affioranti lungo il fondovalle della Val Sangone, potrebbe indicare l'originaria natura intrusiva del contatto stesso (CADOPPI, 1990).

1.1.1.1. - Complesso polimetamorfico

È costituito principalmente da micascisti a granato e cloritoide entro i quali, sulla base di parte della letteratura (non vi è unanimità, come vedremo) si riconoscono due unità, che si differenziano per posizione strutturale e associazione litologica. Una prima, che affiora lungo il versante sinistro della Val Sangone e che prosegue in Val Chisone, anche se interrotta nella parte alta della Val Sangone, è compresa tra i sottostanti metagraniti porfirici e il soprastante complesso degli gneiss tipo "Pietra di Luserna" (si veda più avanti la sezione sugli ortoderivati); la seconda, che ha il suo maggiore sviluppo nella media Val di Susa (in particolare lungo il versante destro) e che è di pertinenza controversa, è al tetto degli gneiss tipo "Pietra di Luserna" (o più sporadicamente ad essi intercalata). Sebbene i micascisti delle due unità presentino una composizione mineralogica molto simile, possono essere distinti in base alla associazione litologica.

Nell'unità affiorante nella Val Sangone e in parte in Val Chisone, ai micascisti a granato ± cloritoide si associano sporadici *boudins* di metabasiti in facies eclogitica parzialmente o totalmente riequilibrate in facies scisti verdi, livelli di marmo e di talco e, in prossimità del contatto con i sottostanti metagranitoidi porfirici, gneiss aplitici e metapegmatiti a giacitura filoniana. La presenza di livelli a talco un tempo coltivati nelle miniere di Garida, Grand Camp e Martinetto in Val Sangone (PERETTI, 1928, 1966, con bibl.) e La Roussa in Val Chisone, spa-

PROGETTO CARG

zialmente associati a livelli di marmo, rappresenta una situazione molto simile a quella riscontrata nelle sequenze metapelitiche polimetamorfiche della Val Chisone e della Val Germanasca (FRANCHI & NOVARESE, 1895; VIALON, 1966; BORGHI *et alii*, 1984).

Nei micascisti a granato ± cloritoide di questa unità, affioranti lungo il versante sinistro della Val Sangone e considerati polimetamorfici da VIALON (1966), non sono stati rinvenuti relitti mineralogici ascrivibili all'evento metamorfico ercinico. Ciò è probabilmente dovuto alla forte ricostruzione tettonica e mineralogica che queste rocce hanno subìto durante l'evento polifasico alpino.

Nell'altra unità (quella affiorante in Val di Susa), ai micascisti a granato ± cloritoide si associano frequentemente livelli da decimetrici a metrici di quarziti e masse o *boudins* di metabasiti, in particolare le eclogiti di Rio Maometto descritte in dettaglio da POGNANTE & SANDRONE (1989). Proprio la presenza di eclogiti suggerisce l'appartenenza di questa unità alla sequenza polimetamorfica. VIALON (1966) è però di altro avviso, e in effetti vi sono indizi di segno contrario. La presenza, nei micascisti, di variazioni granulometriche e composizionali da decimetriche a metriche non imputabili a processi di differenziazione metamorfica, suggerisce la preservazione di un originario *fabric* sedimentario (elemento di affinità con la sequenza monometamorfica). Il tipo di rapporto di queste rocce con le sovrastanti quarziti e con rocce carbonatiche mesozoiche fornisce supporto all'ipotesi, sostenuta da VIALON, che si abbia a che fare con una originaria copertura pelitico-arenacea, di probabile età permiana, successivamente coinvolta nell'evento metamorfico alpino.

Micascisti a granato ± cloritoide (**DMS**)

Si tratta di rocce a grana molto variabile, generalmente fine ed omogenea per le facies più quarzitiche, eterogenea e grossolana nelle facies più micacee a causa della presenza di porfiroblasti di granato. Risultano costituite prevalentemente da mica bianca fengitica, paragonite, quarzo, granato, cloritoide. In quantità subordinate e dipendentemente dal grado di riequilibrazione in facies scisti verdi sono inoltre presenti: albite, clorite, biotite e clinozoisite. In quantità accessorie si hanno rutilo, ilmenite, titanite, apatite, allanite, zoisite, zircone, tormalina e sporadicamente anche carbonato.

Granato e cloritoide sono presenti in percentuale molto variabile; possono infatti aversi micascisti a solo granato o a solo cloritoide, anche se il litotipo più diffuso contiene entrambi i componenti.

Un *fabric* tettonico di tipo milonitico è particolarmente sviluppato nei micascisti dell'unità della Val Sangone.

Sia i micascisti dell'unità della Val Sangone, che quelli della Val di Susa presentano un *layering* metamorfico definito dall'alternanza di livelli a prevalente mica bianca con lenti o livelli monomineralici a quarzo.

La foliazione è definita dall'orientazione preferenziale dimensionale (OPD) e dalla orientazione preferenziale cristallografica (OPC) dei lepidoblasti di mica bianca a cui si associa generalmente rutilo, ilmenite e/o titanite e cloritoide. La

PROGETTO CARG

foliazione dominante visibile al microscopio corrisponde alla foliazione traspositiva regionale presente ubiquitariamente su tutta l'area studiata.

Mica bianca a composizione di fengite (Ph) si presenta in due generazioni distinte: la prima (Ph I) è in lepidoblasti con marcata OPD e OPC che mostrano deformazione intracristallina. È generalmente piegata da una fase di crenulazione oppure è deformata duttilmente lungo *shear bands* dove tende a destabilizzarsi in Ph II o in biotite di colore marrone-brunastro.

La seconda generazione di fengite (Ph II), in lepidoblasti di minori dimensioni, privi di OPD, forma degli aggregati che si sviluppano a spese del cloritoide e della Ph I. Mica bianca a composizione paragonitica, ove riconoscibile, è in lepidoblasti strettamente associati a Ph I e in rapporti di equilibrio con questa fase.

Nelle facies più quarzitiche e generalmente prive di cloritoide, il granato si presenta in minuti idioblasti distribuiti omogeneamente nella roccia: includono rutilo e opachi la cui disposizione, in alcuni casi, in sottili scie concentriche ne mette in evidenza la zonatura e i successivi orli di accrescimento.

Il cloritoide è presente in due posizioni strutturali differenti: è contenuto sia all'interno dei porfiroblasti di granato, sia associato a fengite e rutilo in nematoblasti orientati secondo la foliazione, talora piegato dalla seconda fase di deformazione.

Nei micascisti a granato e cloritoide sono presenti inoltre pseudomorfosi allungate o a forma di losanga a clorite + quarzo oppure albite + clorite ± biotite su probabile anfibolo sodico, analogamente a quanto osservato nei micascisti polimetamorfici della Val Germanasca.

Tutti i micascisti analizzati mostrano una più o meno marcata riequilibrazione in facies scisti verdi: oltre alla blastesi di clorite e biotite è tipico in queste rocce lo sviluppo di albite in peciloblasti che si accrescono sulla foliazione a mica bianca sostituendosi ad essa. Una diffusa blastesi albitica nei micascisti è un fenomeno comune, osservato anche in altre porzioni del basamento metapelitico del Massiccio Dora-Maira (Borghi *et alii*, 1985): è da notare inoltre che il maggiore sviluppo dell'albite si ha generalmente in corrispondenza di contatti tettonici o del contatto con ortoderivati, dove può avvenire una maggior circolazione di fluidi, che possono fornire gli alcali necessari per lo sviluppo di tale feldspato. La crescita di albite sulla mica bianca (per lo più fengite) non sembra essere sempre, infatti, un processo strettamente isochimico.

Metabasiti in facies eclogitica parzialmente o totalmente riequilibrate in facies scisti verdi (**DMS_h**)

Masse basiche in *boudins* o sottili livelli boudinati, con potenza da pochi decimetri a qualche metro, si intercalano sporadicamente ai micascisti a granato e cloritoide descritti nel paragrafo precedente. Una massa di maggiori dimensioni (decametrica) affiora lungo il versante sinistro della media Val di Susa, in prossimità dell'abitato di S. Didero (le già citate eclogiti di Rio Maometto: Lauri, 1982; Pognante & Sandrone, 1989).

Nei micascisti a granato e cloritoide affioranti in Val Sangone, metabasiti

PROGETTO CARG

eclogitiche quasi totalmente riequilibrate in facies scisti verdi si rinvengono in prossimità del contatto con la soprastante sequenza di gneiss occhiadini fengitici, leucogneiss e "micascisti argentei". Una prima massa affiora non molto distante dalla borgata Canalera: si tratta di un *boudin* di circa un metro di potenza con nucleo a grana fine e tessitura massiccia, e salbande caratterizzate da un sottile *layering* differenziato definito dalla alternanza di livelli epidotici con livelli ricchi in anfibolo. Solamente nella porzione centrale del *boudin* è stato possibile rinvenire relitti di una originaria paragenesi eclogitica, essendo quasi tutta la roccia ampiamente riequilibrata in facies scisti verdi. Una seconda massa affiora in prossimità della borgata Mattonera: si tratta di metabasiti a grana fine (con foliazione milonitica in facies scisti verdi), che formano un livello di potenza pluridecimetrica intercalato ai micascisti a granato e cloritoide.

I relitti della paragenesi eclogitica sono pirosseno a composizione onfacitica e granato, ai quali possono aggiungersi rutilo e mica bianca. Il clinopirosseno appare quasi totalmente destabilizzato in un feltro simplectitico a grana molto fine e di colore verde scuro, probabilmente ad anfibolo. Anche il granato appare parzialmente trasformato lungo i bordi e le zone di fratture in feltri simplectitici o in anfibolo con colorazione verde intensa. Rari relitti di anfibolo sodico (glaucofane?) con debole colorazione violetta sono sporadicamente preservati al nucleo di nematoblasti di anfibolo verde-azzurro: nella maggior parte dei casi tali nuclei sono trasformati in feltri simplectitici irrisolvibili al microscopio.

Metabasiti con relitti di paragenesi eclogitiche, in livelli di potenza decimetrica, sono state rinvenute (osservazioni inedite di L. Bonadeo & P. Cadoppi) anche all'interno dei marmi associati a talco nella mineralizzazione di Garida (Val Sangone): ciò sta ad indicare che tutti i litotipi appartenenti al complesso polimetamorfico sono stati riequilibrati in condizioni di alta pressione e temperatura medio-bassa durante le fasi metamorfiche alpino precoci.

Marmi (**DMS$_m$**)

Marmi listati, saccaroidi, sono intercalati ai micascisti a granato e cloritoide dell'unità affiorante in Val Sangone. Questi marmi costituiscono alcuni livelli di potenza metrica ubicati lungo un orizzonte in prossimità del contatto con gli gneiss tipo "Pietra di Luserna". Tale situazione litostratigrafica e strutturale si ritrova lungo una fascia più o meno continua fino alla Val Germanasca, dove sono ubicati i più importanti giacimenti a talco tuttora coltivati.

Nella Val Sangone livelli di marmi di potenza metrica affiorano principalmente in tre località distinte (lungo il Torrente Sangone, vicino alla località Prietto, in prossimità dell'abitato di Marone e vicino alla borgata di Ciargiur), ma la continuità laterale di questi livelli è rilevabile nelle numerose gallerie delle miniere di talco, un tempo coltivate (Peretti, 1928). In Val Chisone tali marmi affiorano, solo lungo il versante sinistro, in località La Roussa e anche in questo caso sono strettamente associati a mineralizzazioni a talco. Ciò è una ulteriore conferma della continuità del livello marmi ± talco fino alla Val Germanasca.

Al microscopio i marmi risultano costituiti per oltre il 95% da un aggregato

PROGETTO CARG

carbonatico a cui si associano lepidoblasti di mica bianca, Mg-clorite e scarso anfibolo incolore a composizione tremolitica.

L'età di questi marmi è dubbia, così come la loro pertinenza. Potrebbero rappresentare sia dei relitti di copertura mesozoica profondamente trasformati e metamorfosati lungo orizzonti tettonici, sia originari livelli calcarei pre-mesozoici e verosimilmente pre-carboniferi, intercalati a sedimenti pelitico arenacei, metamorfosati nell'orogenesi ercinica e poi nell'alpina. Una risposta potrebbe arrivare dalla datazione delle metabasiti intercalate (sempre che il metamorfismo non abbia riaperto i sistemi isotopici).

Metapegmatiti e gneiss aplitici a giacitura filoniana (**DMS_1**)

Costituiscono corpi tabulari di modesta potenza (massimo qualche metro) intercalati ai micascisti a granato e cloritoide e ubicati prevalentemente in corrispondenza del contatto con i metagranitoidi. Le metapegmatiti sono state rinvenute principalmente nei micascisti polimetamorfici affioranti in Val Sangone, in corrispondenza del contatto con i metagraniti porfirici. Si tratta di gneiss leucocratici con *fabric* milonitico e caratterizzati dalla presenza di porfiroclasti di K-feldspato che possono raggiungere la lunghezza di 8÷10 cm. Gli gneiss aplitici presentano invece una grana fine più o meno omogenea e possono essere caratterizzati dalla presenza di tormalina.

1.1.1.2. - Complesso grafitico del Pinerolese (monometamorfico)

Si tratta di una unità costituita da paraderivati di origine detritica, con grana da molto fine (metapeliti) a grossolana (metaconglomerati), caratterizzati dalla presenza di grafite, sia come diffuso pigmento, sia concentrato in sottili livelli (grafitoscisti). L'età carbonifera di questo Complesso è generalmente accettata da tutti gli Autori.

Nell'area studiata, il Complesso Grafitico del Pinerolese è presente solamente nella Val Sangone (principalmente versante destro) e nella parte bassa della media Val Chisone dove forma una fascia di potenza molto variabile compresa tra i metagranitoidi e gneiss occhiadini del M. Freidour e i metagraniti porfirici affioranti nel fondovalle della Val Sangone.

La roccia più diffusa è un micascisto più o meno grafitico, generalmente a granato e cloritoide, al quale si associano quarziti micacee, gneiss minuti e più sporadicamente gneiss conglomeratici.

Quarziti in bancate di potenza metrica, intercalate a micascisti grafitici e gneiss minuti, sono state rinvenute nella sola area di Pian del Secco e poco ad Ovest di questo, mentre in livelli decimetrici, sono frequenti, in particolare nel versante sinistro dell'alta Val Sangone (Ceresey). Si tratta principalmente di quarziti impure con fengite e granato talora plurimillimetrico.

Gneiss minuti e metaconglomerati hanno una diffusione più limitata: gneiss minuti di colore grigio più o meno scuro, listati, affiorano al Monte Bocciarda e,

PROGETTO CARG

associati a metaconglomerati, formano fasce di varia potenza lungo il versante sinistro dell'alta Val Sangone, tra Dragone e Ceresey, e al contatto con i metagraniti porfirici affioranti nel fondovalle (vicino a Case Zoppo).

Livelli pluridecimetrici di grafitoscisti, intercalati a gneiss minuti e micascisti, sono visibili lungo il versante sinistro dell'alta Val Sangone (Dragone) e nel vallone del Bourcet in Val Chisone; in Val Sangone tali livelli di grafitoscisti sono stati oggetto in passato di modeste coltivazioni (PERETTI, 1940).

Il contatto tra il Complesso Grafitico e i sottostanti e soprastanti granitoidi, raramente visibile, è netto e parallelo alla foliazione traspositiva regionale. Il rapporto intrusivo tra gli ortogneiss del M. Freidour e il Complesso Grafitico è dimostrato, secondo CADOPPI *et alii* (1993), dalla presenza di filoni aplitici all'interno dei micascisti e dalla diffusa albitizzazione dei micascisti stessi in prossimità del contatto con i granitoidi. Evidenze analoghe sono segnalate anche in aree adiacenti a quella del Foglio "Susa" (Val Chisone; cfr. MENSIO, 1992).

Micascisti, quarziti, metaconglomerati e gneiss minuti (**DMG**)

Si tratta di rocce a grana da molto fine a medio-grossolana, di colore generalmente grigio scuro impartito da grafite, interpretabili come prodotti della trasformazione di sedimenti ricchi in materia organica. A differenza delle facies più grossolane (gneiss minuti e metaconglomerati), solo raramente conservano relitti del *fabric* sedimentario originario: in alcuni casi, variazioni granulometriche e/o composizionali (es. variazioni nel contenuto di quarzo o di grafite) osservabili sia alla scala mesoscopica che microscopica, potrebbero essere di natura primaria (sedimentaria).

I micascisti sono caratterizzati da una marcata foliazione di natura tettonica definita dalla OPD e OPC dei componenti fillosilicatici (ai quali si associa la grafite), concentrati generalmente in sottili letti submillimetrici. Sono costituiti da mica bianca (prevalentemente fengite, più sporadicamente paragonite), quarzo, cloritoide e granato. In quantità accessorie sono presenti grafite, rutilo, ilmenite, ortite, apatite, epidoto, Mg-clorite, zircone. Dipendentemente dal grado di riequilibrazione in facies scisti verdi sono presenti inoltre Mg-Fe clorite, biotite marrone, albite (talora con orlo di oligoclasio). Sporadicamente è presente anche tormalina in idioblasti, talora pecilitici, o in individui ad abito scheletrico che mostrano una marcata zonatura irregolare. Alla foliazione a mica bianca si associano la grafite, il rutilo e talora la clinozoisite.

Il granato presenta caratteri analoghi a quelli descritti per i micascisti a granato ± cloritoide, ma, in molti casi appare distribuito disomogeneamente nella roccia. Minuti idioblasti includono generalmente grafite, in minuti granuli disposti in sottili anelli concentrici che mettono in evidenza gli orli di accrescimento del granato stesso. Porfiroblasti di maggiori dimensioni inglobano generalmente rutilo, nematoblasti di cloritoide e quarzo talora orientati a definire una foliazione relitta.

Il cloritoide, oltre a essere inglobato nel granato, forma nematoblasti parzialmente destabilizzati in mica bianca e/o clorite orientati secondo la foliazione tra-

PROGETTO CARG

spositiva regionale. Vengono coinvolti e deformati durante la seconda fase di deformazione e parzialmente destabilizzati in mica bianca e/o Mg-Fe clorite.

Anche in questi micascisti si ha una diffusa blastesi albitica che si sviluppa a spese della mica bianca. In alcuni casi, attorno all'albite si è accresciuto un sottile orlo di plagioclasio a composizione più calcica (oligoclasio), in particolare là dove è maggiormente diffusa la blastesi di biotite. L'orlo di oligoclasio attorno ai peciloblasti di albite è segnalato anche da BORGHI *et alii* (1985) nelle metapeliti appartenenti al Complesso Grafitico affiorante in Val Chisone e Val Germanasca.

Particolarmente diffusa in queste rocce è la blastesi tardiva di una associazione tipica della facies scisti verdi: oltre all'albite, si ha sviluppo di clorite (a spese di cloritoide, granato e anfibolo) e di biotite (a spese della mica bianca o del granato).

Nelle facies più filladiche e ricche in grafite, lo sviluppo di tutti i componenti mineralogici è generalmente ridotto: solo il granato, in alcuni casi, può avere sviluppo porfiroblastico. In queste rocce è possibile notare inoltre, in alcuni casi, la presenza di pseudomorfosi a forma di losanga, deformate e orientate secondo la foliazione, costituite da mica bianca ± Mg-clorite ± cloritoide, nelle quali si ha talora la concentrazione di pigmento grafitico: queste pseudomorfosi sono state interpretate come il prodotto di trasformazione di originarie andalusiti, legate al metamorfismo di contatto indotto dalla messa in posto di granitoidi entro sequenze sedimentarie non ancora metamorfosate (FRANCHI & NOVARESE, 1895).

Gli gneiss minuti presentano generalmente colore grigio più o meno scuro, *banding* composizionale da millimetrico a centimetrico, e grana fine ed omogenea.

I metaconglomerati, sporadicamente presenti, sono caratterizzati dalla presenza di ciottoli deformati e allungati di dimensioni da plurimillimetriche a centimetriche con composizione prevalentemente quarzitica, più sporadicamente gneissica. La matrice è generalmente meta-arenitica.

A differenza dei micascisti, non contengono cloritoide. L'associazione mineralogica comprende infatti quarzo, albite, mica bianca, clorite, biotite, epidoto clinozoisitico e granato, più quantità accessorie di rutilo, ilmenite, titanite, apatite, zircone, ortite e opachi. Sporadicamente sono presenti anfibolo verde-azzurro e tormalina.

Gneiss a composizione dioritica (**DMG$_o$**)

Qualche massa di metadioriti, presente nella zona di Pian del Secco (Val Sangone), deriva probabilmente da corpi intrusivi a giacitura filoniana, incassati nei micascisti grafitici e nelle quarziti. Il rapporto di questo magmatismo intermedio-basico con quello acido, rappresentato dai vari tipi di metagranitoidi affioranti in Val Sangone e nella bassa Val di Susa, non è chiaro, non essendo queste rocce a contatto tra di loro. Si tratta in pratica di una situazione simile a quella descritta in letteratura per le metadioriti di Malanaggio, anch'esse incassate nelle facies appartenenti al Complesso Grafitico del Pinerolese, o per le metadioriti della Valle Angrogna incassate nel basamento polimetamorfico (SANDRONE *et alii*, 1988).

PROGETTO CARG

Nella Val Sangone gli gneiss dioritici, con colorazione grigio-verde più o meno scura, presentano grana molto fine e aspetto massiccio. Un debole *banding* composizionale ed un *fabric* foliato si ritrovano generalmente al contatto con i micascisti grafitici incassanti, che risulta parallelo alla foliazione regionale. Le facies più massicce sono costituite da albite, clorite, anfibolo verde-azzurro, granato, ilmenite, titanite, epidoto e biotite. Mica bianca e quarzo compaiono generalmente nelle facies più foliate.

Queste rocce hanno subito una totale ricostruzione metamorfica, per cui non è più possibile riconoscere l'originaria paragenesi magmatica. Siti costituiti da peciloblasti di albite (talora bordati da un sottile orlo di oligoclasio) che inglobano minuti idioblasti di granato e granuli di epidoto potrebbero rappresentare l'originario plagioclasio magmatico.

1.1.1.3. - Ortoderivati

A parte gli sporadici filoni a composizione intermedia del Complesso Grafitico e i pochi *boudins* basici del complesso polimetamorfico, tutti gli ortoderivati del basamento Dora-Maira affioranti nel Foglio "Susa" hanno composizione acida, da sieno- a monzo-granitica (Cadoppi, 1988, 1990; Bussy & Cadoppi, 1996).

L'età di messa in posto, ottenuta con il metodo U-Pb su zircone (Bussy & Cadoppi, 1996), indica che si tratta di corpi legati al ciclo magmatico tardo-ercinico, intrusisi sia nel basamento polimetamorfico, che nelle sequenze monometamorfiche carbonifere. La distinzione in quattro tipi principali è stata fatta in base alla composizione chimica primaria, al grado di trasformazione metamorfico-tessiturale, al rapporto con l'incassante e alla posizione strutturale.

Ortogneiss del M. Freidour (**DGO**)

Rappresentano la massa strutturalmente più profonda del basamento Dora-Maira affiorante nel Foglio "Susa". Questo tipo di ortogneiss si estende lungo tutto il versante destro della Val Sangone fino allo spartiacque tra la Val Sangone e la Val Chisone, nella zona del Monte Bocciarda.

Il protolite è rappresentato principalmente da un granito con *fabric* da porfirico a inequigranulare con megacristalli di K-feldspato che possono raggiungere, in alcuni casi, la lunghezza di 3÷4 cm. Queste rocce difficilmente conservano il fabric o la paragenesi magmatica: ciò si verifica, ad esempio, sullo spartiacque tra la Val Chisola e la Val Lemina al Monte Freidour, da cui hanno tratto il nome (*"gneiss oeillés homogènes"*, Vialon, 1966; gneiss occhiadini "tipo Freidour", Borghi *et alii*, 1984).

A questi granitoidi si associano filoni aplitici e pegmatitici, con larga prevalenza di quelli aplitici. Molto sporadici sono gli autoliti biotitici e gli inclusi microgranulari.

La paragenesi primaria è definita da K-feldspato, quarzo, plagioclasio e bio-

PROGETTO CARG

tite (unico minerale colorato). Tra gli accessori, è generalmente abbondante l'allanite in cristalli idiomorfi bordati da clinozoisite, mentre non mancano apatite, zircone, titanite e (sporadicamente) fluorite. Del plagioclasio magmatico, completamente ricristallizzato in albite + clinozoisite ± granato, si distinguono raramente i siti; il quarzo si presenta generalmente in plaghe nastriformi, con completa ricristallizzazione post-cinematica in aggregato granoblastico; l'originaria biotite magmatica, raramente preservata, appare completamente destabilizzata in fengite + titanite ± clinozoisite. I porfiroclasti di K-feldspato, generalmente unici relitti dell'originaria paragenesi magmatica, mostrano smistamenti pertitici e lo sviluppo di mirmechiti ai bordi.

In corrispondenza del contatto con il lembo dell'Orsiera-Rocciavré (nell'area compresa tra Punta Sarasina e Sellery a Monte) gli gneiss occhiadini mostrano un marcato *fabric* milonitico con porfiroclasti relitti di K-feldspato quasi interamente sostituiti da un aggregato ad albite. La foliazione milonitica è definita dalla ricristallizzazione di tutti i componenti mineralogici primari in un aggregato a grana molto fine costituito principalmente da quarzo, albite e mica bianca.

Datazioni radiometriche mediante il metodo U-Pb su zircone danno, per gli Ortogneiss del M. Freidour, un'età di messa in posto tra i 268 e i 283 Ma (Bussy & Cadoppi, 1996). L'analisi degli elementi maggiori e in traccia indica una composizione monzogranitica (Cadoppi, 1990; Bussy & Cadoppi, 1996); lo studio tipologico degli zirconi, un carattere " alcalino-subalcalino" (Cadoppi, 1990).

Metagranito porfirico della Val Sangone (**DGM**)

Forma una massa affiorante lungo il fondovalle della Val Sangone e del Torrente Sangonetto. Questi metagraniti (i meno differenziati dal punto di vista geochimico) presentano una foliazione milonitica immergente generalmente verso Nord e sono strutturalmente compresi tra i soprastanti micascisti a granato e cloritoide (polimetamorfici) e i sottostanti micascisti grafitici appartenenti al Complesso Grafitico del Pinerolese.

Il contatto con i soprastanti micascisti è netto, come già accennato, e parallelo alla foliazione traspositiva regionale. È osservabile lungo il versante sinistro della valle, presso le borgate di Freinetto, Botta e Carrà. In vicinanza del contatto, sia i micascisti che i granitoidi presentano una netta foliazione milonitica e un'importante ricostruzione metamorfica e tessiturale. Inoltre, i micascisti ospitano filoni aplitici e pegmatitici paralleli al contatto, e anch'essi caratterizzati da un marcato *fabric* milonitico. L'ubicazione di tali filoni acidi sembra suggerire la presenza di un originario contatto intrusivo successivamente foliato e parallelizzato durante la fase traspositiva regionale.

La facies predominante è quella di un metagranito porfirico a biotite con *fabric* protomilonitico. I megacristalli di K-feldspato, che conservano il loro abito idiomorfo nelle facies meno foliate, raggiungono generalmente 2÷3 cm di lunghezza.

Le facies più preservate tessituralmente e mineralogicamente presentano una foliazione definita dalla OPD della biotite, del quarzo e di parte dei megacristalli di feldspato potassico.

PROGETTO CARG

Metagraniti in cui sono ancora ben riconoscibili il *fabric* e i componenti magmatici, sono visibili lungo il Rio Taonera nei pressi dell'abitato di Piancera o lungo la carrozzabile per Pomeri, lungo il Torrente Sangone in corrispondenza della Centrale Olivoni, e lungo il Torrente Sangonetto a valle della borgata Botta.

Differenziati acidi, sia aplitici che pegmatitici, sono presenti su tutta l'area. Più frequenti sono filoncelli aplitici di modesta potenza (20÷50 cm) con intersezioni che denunciano presenza di varie generazioni. Filoni mesocratici con *fabric* porfirico, più sporadici di quelli acidi, ricchi in biotite, sono visibili poco a monte dell'abitato di Sangonetto, lungo la carrozzabile che costeggia il Torrente Sangonetto. Frequenti gli autoliti melanocratici ricchi in biotite, pluricentimetrici, di forma allungata.

Le facies più trasformate sia tessituralmente che mineralogicamente mostrano una foliazione a prevalente mica bianca e un *fabric* differenziato, e fanno passaggio a gneiss occhiadini in cui l'unico minerale relitto dell'originaria paragenesi magmatica è rappresentato da porfiroclasti di K-feldspato.

L'associazione mineralogica comprende quarzo, K-feldspato, biotite, albite, fengite. In quantità inferiori al 5% sono presenti zoisite, clinozoisite, granato. Accessori comuni sono allanite, titanite, apatite, zircone. Sporadicamente è presente tormalina di colore blu scuro.

Dell'originaria paragenesi magmatica sono talora ben preservati K-feldspato, quarzo, biotite e accessori quali zircone, apatite e allanite.

Il *fabric* magmatico, porfirico o fortemente inequigranulare, è parzialmente obliterato da un *fabric* milonitico. La foliazione di natura tettonica è definita dalla riorientazione degli originari componenti magmatici (K-feldspato, quarzo e biotite) e dei siti del plagioclasio appiattiti e allungati secondo la direzione di massima estensione. Nelle facies più ricostruite metamorficamente si ha lo sviluppo di un sottile *layering* composizionale definito dalla variabile proporzione di fillosilicati, epidoto e accessori (derivanti dalla destabilizzazione dell'originaria biotite e/o plagioclasio).

L'originario plagioclasio magmatico non è mai preservato: questo componente si destabilizza dapprima in un aggregato a grana fine ad albite + zoisite ± mica bianca ± granato che tende a ricristallizzare, e poi in albite + clinozoisite in blasti di maggiori dimensioni. Il granato in minuti xenoblasti di colore grigio più o meno scuro, si sviluppa generalmente sul sito del plagioclasio al contatto con la biotite.

L'originaria biotite magmatica, di colore bruno-rossastro, è sporadicamente ben preservata: le lamine mostrano generalmente marcata deformazione intracristallina e tendono a smistare, lungo le sfaldature, le fratture e i bordi, ossidi di Ti. Il prodotto di destabilizzazione della biotite è un aggregato a fengite a cui si associano titanite e gli accessori. Raramente si ha cloritizzazione della biotite primaria; più frequentemente si sviluppa una biotite metamorfica, in minuti lepidoblasti, talora privi di OPD, che cresce sia direttamente sulla biotite magmatica, sia sui suoi prodotti di destabilizzazione (fengite).

Il K-feldspato è il minerale che meglio conserva le sue caratteristiche prima-

PROGETTO CARGE

rie. Si presenta in porfiroclasti pertitici, talora ad abito idiomorfo, con dimensioni che possono superare in molti casi il centimetro. Ingloba frequentemente plagioclasio (del quale sono conservati solamente i siti), quarzo e biotite.

Datazioni radiometriche mediante il metodo U-Pb su zircone danno età di messa in posto tra i 267 e i 279 Ma (Bussy & Cadoppi, 1996), molto simili a quelle ottenute per gli ortogneiss del M. Freidour. Anche per questi metagranitoidi l'analisi degli elementi maggiori e in traccia indica una composizione monzogranitica (Cadoppi, 1990; Bussy & Cadoppi, 1996) e un carattere sub-alcalino messo in evidenza con l'analisi tipologica degli zirconi (Cadoppi, 1990).

Metagranito di Borgone (**DGP**)

Questo tipo di ortoderivato ha la sua massima estensione lungo il versante sinistro della bassa Val di Susa tra gli abitati di Condove e Bruzolo, ma è presente anche lungo il versante destro a formare una fascia che dall'abitato di Vaie raggiunge lo spartiacque con la Val Sangone, al contatto con le unità ofiolitiche. Vi sono indicazioni che questo metagranito sia intruso nei micascisti a granato e cloritoide del complesso polimetamorfico.

La facies più tipica è quella di un metagranito porfirico con megacristalli idiomorfi di K-feldspato pluricentimetrici (massimo 5÷6 cm), nel quale si osservano inclusi melanocratici a grana fine e filoni aplitici e pegmatitici.

Rispetto ai metagranitoidi descritti nei paragrafi precedenti il metagranito di Borgone si distingue principalmente per la sua grana primaria più grossolana, mentre i costituenti mineralogici magmatici sono in pratica gli stessi. L'associazione primaria è definita infatti da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, biotite e accessori (apatite, allanite, zircone, monazite, ± tormalina, ± molibdenite e ± axinite di cui esistono segnalazioni già da parte di Piolti, 1890). Nel metagranito affiorante nei pressi di Vaie, a questi minerali primari si aggiunge la muscovite in lamine di dimensioni confrontabili con quelle della biotite, deformate e parzialmente ricristallizzate ai bordi in un aggregato a fengite. Tali lamine si incontrano associate alla biotite e, talvolta, entro i grossi porfiroclasti di K-feldspato. I caratteri petrochimici confermano inoltre il carattere primario di tale fase.

La presenza di muscovite magmatica ed inoltre anche di molibdenite e monazite tra gli accessori, è indice del carattere peralluminoso di questo tipo di metagranito, peraltro confermato dallo studio geochimico e da quello tipologico degli zirconi (Cadoppi, 1990). Più difficile è stabilire se tale muscovite sia diffusa ubiquitariamente in tutte le facies del metagranito di Borgone, in quanto le trasformazioni mineralogiche e tessiturali subite da queste rocce possono renderne difficile il riconoscimento. La presenza, in alcuni casi, di aggregati a sola fengite (senza gli associati ossidi di Ti o titanite tipici della trasformazione metamorfica della biotite magmatica) potrebbe dubitativamente essere collegata alla destabilizzazione di muscovite primaria.

Le facies maggiormente preservate dal punto di vista tessiturale sono quelle affioranti lungo il versante sinistro della Val di Susa (es. cave di Borgone, Truc Bella Guardia; cfr. Lauri, 1982), in cui si ha tessitura massiccia o debolmente

PROGETTO CARG

orientata senza sviluppo di una foliazione tettonica. Le trasformazioni metamorfiche sono qui essenzialmente di tipo coronitico.

Gneiss tipo "Pietra di Luserna" (**DLG**)

Questi gneiss occhiadini fengitici, con gli associati leucogneiss a grana fine, leucogneiss a tormalina, gneiss micro-occhiadini e "micascisti argentei", costituiscono la massa di ortoderivati strutturalmente più elevata ed anche quella che ha subito le maggiori trasformazioni metamorfico-tessiturali: raramente, infatti, è riconoscibile l'originario *fabric* magmatico.

In Val Sangone queste rocce affiorano principalmente lungo il versante sinistro, ma si estendono anche al versante destro ed in parte anche al sinistro della bassa e media Val di Susa fino all'altezza di Bussoleno. In Val Chisone, questo complesso forma una ristretta fascia che borda l'unità ofiolitica del Rocciavré. Il contatto inferiore con i micascisti a granato e cloritoide (polimetamorfici) è marcato da un livello continuo di potenza da decimetrica a metrica di "micascisti argentei" che potrebbe rappresentare un orizzonte milonitico sviluppatosi durante la fase alpino-precoce di alta pressione. Tale contatto risulta costantemente parallelo alla foliazione traspositiva regionale.

La facies più caratteristica di questa massa composita è uno gneiss occhiadino o micro-occhiadino, leucocratico, con una tipica colorazione grigio-verde chiara impartita dall'abbondante fengite. Tale fillosilicato, concentrato in sottili livelli piano-ondulati, conferisce alla roccia una particolare fissilità lastroide, caratteristica che l'ha resa adatta per la sua coltivazione come materiale da costruzione e da rivestimento (vedasi le numerose cave segnalate in Val di Susa, di cui una sola è attualmente attiva). Le varietà a grana più omogenea infatti ricordano, per aspetto e composizione, la più nota "Pietra di Luserna" che viene tuttora ampiamente sfruttata nelle numerose cave del bacino del Torrente Luserna, in destra della Val Pellice (Pagliani, 1954; Barisone *et alii*, 1979; Compagnoni *et alii*, 1983).

Il litotipo predominante, lo gneiss occhiadino fengitico, risulta costituito da quarzo, K-feldspato, albite, fengite, epidoto e biotite. In quantità accessorie sono costantemente presenti apatite, titanite, allanite, zircone e occasionalmente tormalina, axinite e carbonato.

Il *fabric*, da fortemente inequigranulare a porfirico, è definito da porfiroclasti plurimillimetrici di K-feldspato "immersi" in una massa di fondo eterogranulare a grana media costituita da quarzo, albite, fengite ed epidoto. La foliazione, generalmente piano-ondulata, è definita dalla orientazione dei lepidoblasti di mica bianca. La dimensione e la distribuzione degli individui di K-feldspato definisce generalmente il carattere occhiadino o micro-occhiadino di queste rocce. I porfiroclasti di maggiori dimensioni, da plurimillimetrici a centimetrici, sono talora boudinati, con fratture riempite da quarzo e albite, e presentano una marcata deformazione intracristallina. Vengono sostituiti ai bordi da aggregati a prevalente albite. Quando quest'ultimo componente si sviluppa in grossi peciloblasti l'originario K-feldspato viene rimpiazzato completamente.

PROGETTO CARG

Il K-feldspato (che oggi è microclino) rappresenta l'unico relitto dell'originaria paragenesi magmatica: gli individui di maggiori dimensioni conservano al loro interno pseudomorfosi rettangolari ad albite, epidoto e mica bianca su di un originario plagioclasio. Degli altri componenti magmatici si riconoscono solo, in alcuni casi, i siti.

In queste rocce, particolarmente abbondante è una fengite con debole colorazione verdina, che tende a destabilizzarsi, lungo i bordi e le sfaldature, in una biotite di colore verde intenso. Si presenta in lepidoblasti di grosse dimensioni, riuniti in aggregati, con una più o meno marcata orientazione. Le si associano minuti granuli di titanite e individui di clinozoisite o di epidoto pistacitico che indicano come derivi dalla destabilizzazione di un'originaria biotite. Si sviluppa anche ai bordi del K-feldspato: la progressiva trasformazione di questo in mica bianca implica una forte circolazione di fluidi, che avrebbero favorito non solo la ricristallizzazione, ma anche lo sviluppo dimensionale dei vari componenti (in particolare fengite ed albite).

Tormalina, con colorazione blu intensa, è generalmente presente in quantità accessorie, in minuti cristalli scheletrici: tale componente, del tutto assente nelle facies più porfiriche, diventa progressivamente più abbondate nelle facies equigranulari ololeucocratiche.

L'axinite, talora associata con carbonato, si presenta in individui scheletrici a sviluppo interstiziale: si ritrova principalmente negli gneiss a contatto con la falda ofiolitifera dell'Orsiera-Rocciavré o con le coperture carbonatiche dell'Unità Dora-Maira della media Val di Susa.

Nella zona della Rocca del Montone e a Roccia Corba, agli gneiss occhiadini fengitici si intercalano sottili livelli di metabasiti. Si tratta di rocce a grana molto fine costituite da un aggregato a fengite, clorite, albite, epidoto, anfibolo verde-azzurro, biotite, rutilo e titanite. Tra i vari componenti, fengite e rutilo sembrano gli unici relitti di una originaria paragenesi di alta pressione. Queste rocce potrebbero derivare sia da filoni a chimismo basico, sia da inclusi fortemente deformati e ricristallizzati durante l'evento polifasico alpino.

Leucogneiss a tormalina (**DLG$_t$**)

Sono generalmente associati agli gneiss occhiadini fengitici, e formano qualche corpo a giacitura filoniana nel metagranito di Borgone. Si tratta di rocce di colore grigio chiaro, ololeucocratiche, in cui l'unico minerale colorato è la tormalina di colore blu scuro, in cristalli che possono raggiungere la lunghezza di 2÷3 cm: un carattere che distingue nettamente questi leucogneiss dagli altri ortoderivati. Formano sia livelli di potenza da decimetrica a metrica intercalati negli gneiss occhiadini fengitici (es. a Cima Piana, Monte Presa Vecchia in Val Sangone), sia masse pluridecametriche in destra orografica della Val di Susa presso Villar Focchiardo e nelle aree limitrofe (Cresto, Pian del Rocco, Meitre, Tignai) dove vengono tuttora coltivati come materiale da rivestimento.

I leucogneiss a tormalina hanno tessitura equigranulare e grana da fine a media, più raramente grossolana o pegmatoide. L'aspetto è massiccio: un debole *fa-*

PROGETTO CARG

bric orientato è messo in evidenza dalla OPD dei cristalli di tormalina, o, quando presenti, dei lepidoblasti di mica bianca.

L'associazione mineralogica comprende quarzo, albite, K-feldspato, tormalina, mica bianca e scarsi accessori (apatite e, più raramente, opachi e zircone). La tormalina forma individui irregolarmente zonati, ad abito scheletrico, spesso plurimillimetrici.

Il chimismo, la mineralogia e la tipologia degli zirconi dei leucogneiss a tormalina indicano come protolite di queste rocce un leucogranito a tormalina derivante dalla cristallizzazione di fusi fortemente differenziati ricchi in boro (CADOPPI, 1990).

Gneiss granitoidi e metagraniti (**DLG$_k$**)

Con questo termine si sono distinte limitate masse, all'interno degli gneiss tipo "Pietra di Luserna", ove la trasformazione tettonometamorfica alpina è stata meno intensa ed è ancora riconoscibile il *fabric* magmatico dell'originario protolite. Le masse più importanti di metagraniti con *fabric* porfirico sono ubicate in Val Sangone a monte dell'abitato di Selvaggio.

Micascisti argentei (**DLG$_z$**)

Il termine "micascisti argentei" è stato utilizzato da vari Autori (VIALON, 1966; BORTOLAMI & DAL PIAZ, 1970; DAL PIAZ, 1971) per sottolineare la particolare colorazione grigio-argentea chiara di certi micascisti costituiti quasi esclusivamente da mica bianca (fengite) e quarzo, che si ritrovano intercalati entro granitoidi. Il *fabric* di questi scisti è milonitico, con sottili livelli di quarzo trasposti, che localmente disegnano pieghe senza radici.

Nel settore settentrionale dell'Unità Dora-Maira, i "micascisti argentei" formano dei livelli di varia potenza intercalati negli gneiss occhiadini fengitici e, più raramente, negli ortogneiss del M. Freidour e nei metagraniti porfirici della Val Sangone. Si sviluppano inoltre discontinuamente lungo il contatto tra il metagranito di Borgone e i micascisti a granato e cloritoide incassanti, nel versante sinistro della Val di Susa.

Oltre che per la loro posizione strutturale, i "micascisti argentei" si distinguono nettamente dalle metapeliti per l'associazione mineralogica: le metapeliti infatti, oltre a mica bianca e quarzo, contengono granato, cloritoide, clorite e, sporadicamente, epidoto, grafite, rutilo ed altri accessori.

Sull'origine dei "micascisti argentei" del Massiccio Dora-Maira non c'è consenso in letteratura. VIALON (1966) li fa derivare da originari depositi evaporitici e/o pelitici strettamente associati alle sequenze vulcano-detritiche rappresentate secondo l'Autore dagli gneiss occhiadini fengitici ("porfiroidi arcosici"). BORTOLAMI & DAL PIAZ (1970) e successivamente BARISONE *et alii* (1979) interpretano invece tali rocce come il prodotto di trasformazione di un originario protolite granitico lungo zone di taglio, in accordo con l'interpretazione fornita per rocce simili nel Monte Rosa e nel Gran Paradiso.

Nel settore settentrionale del Massiccio Dora-Maira si possono distinguere tre

PROGETTO CARG

varietà di "micascisti argentei" in base alla posizione strutturale e alla composizione:

1) scisti a fengite e quarzo ± biotite ± granato intercalati agli gneiss occhiadini "tipo Freidour" e localmente ai metagraniti porfirici della Val Sangone;

2) scisti a fengite e quarzo ± Mg-clorite ± Mg-cloritoide ± cianite ± anfibolo calcico (actinolite-tremolite) + rutilo, con colore bianco argenteo impartito quasi esclusivamente dalla mica bianca. Si presentano intercalati negli gneiss occhiadini fengitici e nel metagranito di Borgone. La cianite è stata incontrata solo nell'affioramento di Case Croce, in sinistra Dora (Lauri, 1982); la mica bianca è talvolta destabilizzata in albite + biotite;

3) scisti a fengite e quarzo o a ferrifengite con colorazione che varia da verde pallido a verde scuro impartita dalla particolare mica diottaedrica ricca in Fe ferrico, che costituisce oltre il 50% di queste rocce. Questi scisti si intercalano sia agli gneiss occhiadini sia ai leucogneiss a tormalina, generalmente in prossimità dei contatti con le coperture quarzitiche (es. al Monte Presa Vecchia) o carbonatiche (es. nelle cave di leucogneiss a tormalina di Tignai). L'area delle frazioni Tignai, Meitre e Fornelli, in destra-Dora, ospita una varietà di scisti quasi privi di quarzo, costituita da ferrifengite zonata, con quantità subordinata di biotite verde, epidoto pistacitico e magnetite.

1.1.2. - *Coperture mesozoiche*

Sono state distinte in tre complessi principali (Complesso di Pavaglione, di Foresto-Chianocco-M. Molaras e di Meana-M.Muretto) che si differenziano per caratteristiche litologiche e per posizione strutturale. Con il termine di "coperture indifferenziate" si sono voluti raggruppare termini la cui posizione "stratigrafica" è di difficile lettura, ma che strutturalmente sono collocati al di sopra e a diretto contatto con il basamento pre-mesozoico.

1.1.2.1. - Complesso di Meana-M. Muretto

È stato riconosciuto solamente lungo il versante destro della Val di Susa, per cui i rapporti con i Complessi di Pavaglione e di Foresto-Chianocco-M. Molaras non sono riconoscibili.

È costituito principalmente da una potente sequenza di metapeliti con contenuto di carbonato variabile (le rocce passano da calcescisti s.s. a micascisti a granato ± cloritoide ± grafite), con incluse rare masse di metagabbri completamente riequilibrati in facies scisti verdi (Combe e San Giorio) e di serpentiniti (queste ultime non riportate in carta). Fanno inoltre parte di questo complesso marmi impuri e paragneiss leucocratici con livelli di quarziti impure. Al tetto è presente una sequenza di marmi dolomitici i cui rapporti con il Complesso non sono ancora chiari.

PROGETTO CARG

Questi litotipi formano i promontori a Nord delle frazioni di Mattie (Monte Cu e Colle Ibern), dove sono a contatto diretto con le rocce del basamento; verso Sud affiorano ancora fino a quote di 2.000÷2.100 m presso Pian dell'Agnello e Monte Genta, ed a quote di 1.700 m circa a Nord di Rocca Anghiova, fino ad estendersi alla cresta spartiacque Val di Susa - Val Sangone, nella zona del Monte Muretto e Monte Salancia.

Calcemicascisti (**TCS**)

Con il termine calcemicascisto viene indicato un litotipo molto eterogeneo, all'interno del quale si possono avere notevoli variazioni sia composizionali che tessiturali. La facies più comune è costituita da micascisti carbonatici a grana fine, contenenti in quantità variabili granato, cloritoide, ossidi di ferro e grafite.

Il Monte Cu ed il Colle Ibern costituiscono praticamente un unico affioramento di calcemicascisti in cui è possibile osservare tutte le variazioni composizionali che li caratterizzano. Livelli decimetrici di calcemicascisti contenenti granato di dimensioni plurimillimetriche si possono osservare, ad esempio, quasi in cima al Monte Cu, a circa 800 m di quota.

Nel settore nord-occidentale del Colle Ibern, lungo il Rio Scaglione, si hanno intercalazioni decimetriche di micascisti a granato e cloritoide, contenenti grafite e caratterizzati dalla presenza di aggregati di ossidi di ferro di colore ocraceo.

Ai calcemicascisti possono intercalarsi dei livelli marmorei potenti al massimo alcuni decimetri: si tratta di livelli discontinui di marmi impuri che si trovano alla base della sequenza, in prossimità del contatto con il basamento. Queste facies presentano una struttura da massiccia a poco foliata, con una caratteristica patina di alterazione giallastra. Questi marmi sono costituiti principalmente da calcite ed in misura minore contengono minuti lepidoblasti di fengite, quarzo e granato millimetrico.

All'analisi microscopica i calcemicascisti presentano una struttura granolepidoblastica fortemente deformata, caratterizzata da un *crenulation cleavage* penetrativo alla scala millimetrica o sub-millimetrica.

Caratteristica peculiare di queste rocce è la presenza di ossidi di ferro associati a calcite in probabile pseudomorfosi su un'originaria ankerite o su una dolomite ferrifera.

In ordine di abbondanza la roccia è costituita da: mica bianca, quarzo, calcite, cloritoide, granato, clorite, ossidi di ferro e grafite. In quantità accessorie si trovano: apatite, rutilo, titanite, tormalina, epidoto ed opachi. La mica bianca è essenzialmente di tipo muscovitico-fengitico, ma è presente anche paragonite.

Paragneiss (**TPG**)

Intercalate ai calcemicascisti, soprattutto verso il tetto della sequenza, si trovano bancate di paragneiss leucocratici associati a quarziti impure. Affiorano essenzialmente nel tratto compreso tra il Molino di Sarette ad Ovest e l'abitato di Cattero ad Est, lungo la ferrovia della linea Torino - Susa, al Monte Cormetto e al Monte Muretto. Presentano notevoli variazioni composizionali; in particolare,

PROGETTO CARG

comprendono anche livelli con clasti di feldspato potassico di dimensioni centimetriche. Hanno grana medio-fine e sono finemente foliati.

Nella zona di Sarette è visibile il contatto tra i calcemicascisti ed i paragneiss. Esso è caratterizzato da una fascia potente alcuni metri in cui si alternano livelli carbonatici, spesso boudinati, e livelli di quarziti e/o paragneiss.

Al Monte Muretto, oltre ai paragneiss appena descritti, sono presenti anche dei metaconglomerati con ciottoli decimetrici di granitoidi; ciò indicherebbe come i livelli di paragneiss entro i calcemicascisti rappresentino un apporto detritico legato allo smantellamento del basamento sottostante.

Metagabbri (**TCS$_g$**) *e prasiniti* (**TCS$_b$**)

All'interno dei calcemicascisti si osservano rari *boudins* di metagabbri. Si tratta per lo più di rocce in cui si riconosce ancora relativamente bene la tessitura magmatica alla scala mesoscopica, ma con paragenesi mineralogica completamente riequilibrata in facies scisti verdi. Le rocce si presentano massicce, di colore verde scuro, a grana da grossolana a medio-fine, generalmente poco o niente foliate. L'associazione mineralogica comprende clorite, albite, anfibolo attinolitico, clinozoisite, calcite e titanite. Solamente nei metagabbri che affiorano a San Giorio sono ancora riconoscibili relitti della originaria paragenesi magmatica, rappresentati da orneblenda e probabile pirosseno a composizione augitica.

Prasiniti in masse di potenza decametrica sono presenti invece in prossimità del Monte Benetto.

Metadolomie (**TMD**)

Si tratta di rocce massicce di colore bianco o grigio a grana media, tessitura saccaroide con una foliazione piuttosto spaziata. L'associazione mineralogica comprende dolomite, subordinata calcite e scarsa mica bianca.

In prossimità del contatto tra calcemicascisti e marmi dolomitici, qualche livello di marmi grigi listati include noduli centimetrici fino a pluricentimetrici costituiti da monocristalli di calcite.

Nella zona del Monte Muretto i marmi dolomitici, con alla base delle quarziti impure (**TQZ**), si ritrovano in una stretta sinforme "pizzicata" all'interno dei calcemicascisti.

Il problema della pertinenza delle rocce appartenenti al Complesso di Meana-M. Muretto era già presente a Franchi (1897) che le definiva come *"...tipi litologici ignoti o poco sviluppati nel lato Est (calcescisti e micascisti a sismondina)..."*.

Queste metapeliti vennero inserite da Vialon (1966) nel Complesso dei Calcescisti, mentre Pognante (1980) le considerava parte della sua Unità C, cioè di una sequenza di calcescisti con intercalazioni di metabasiti basaltiche e metagabbri affiorante dal fondovalle fino alla cresta spartiacque tra la Val di Susa e la Val Chisone. Questa Unità avrebbe subito la stessa evoluzione tettono-metamorfica dell'Unità B (Klippe dell'Orsiera Rocciavrè).

I nuovi dati raccolti permettono di proporre per il Complesso di Meana-M.

PROGETTO CARG

Muretto, un'appartenenza all'Unità Dora-Maira. Più precisamente esso rappresenterebbe una sequenza di copertura Mesozoica (?) del basamento Dora-Maira non sviluppata ubiquitariamente (CADOPPI *et alii*, 1997). Lungo il versante sinistro della Val di Susa, infatti, le coperture mesozoiche del Basamento Dora-Maira sono rappresentate dal complesso di metadolomie, marmi impuri e calcescisti (Complesso di Foresto-Chianocco-M. Molaras) già ampiamente descritti in letteratura (TALLONE, 1990 con bibl.).

Gli elementi che depongono a favore di un rapporto di originaria natura stratigrafica tra il basamento Dora-Maira ed il Complesso di Meana-M. Muretto sono molteplici. Qui di seguito elenchiamo quelli dedotti dalle osservazioni di terreno.

Il contatto tra il Complesso di Meana-M. Muretto ed il basamento appare normale. Esso ha un andamento circa Est - Ovest nel settore di fondovalle ed in particolare passa all'altezza degli abitati di Giordani e Menolzio. Esso si può osservare netto e parallelo alla foliazione regionale nella zona delle cave (Località Tignai).

In prossimità del contatto tra calcemicascisti del Complesso di Meana-M. Muretto e gneiss occhiadini del basamento sono stati rinvenuti, nei calcemicascisti, alcuni "elementi" di dimensioni decimetriche di gneiss in una matrice carbonatica (Località Giordani e cimitero di Mattie).

Sebbene la rarità e la scarsa qualità degli affioramenti non possa dare adito ad interpretazioni univoche, gli "elementi" appena descritti potrebbero rappresentare i ciottoli di un metaconglomerato che deriverebbero dallo smantellamento del basamento granitico sottostante.

I calcemicascisti vengono a diretto contatto sia con gli gneiss occhiadini e leucocratici, sia con i micascisti a granato e cloritoide appartenenti al basamento. Ciò fa supporre la deposizione dei sedimenti ± carbonatici, protoliti dei calcemicascisti, su di un basamento in via di erosione e smantellamento tale da far affiorare i granitoidi.

Il contatto tra i micascisti a granato e cloritoide del basamento ed i calcemicascisti appare anch'esso normale e marcato più che altro dalla comparsa di carbonato e da un suo aumento progressivo all'interno dei calcemicascisti stessi. L'elemento che permette di distinguere le facies meno carbonatiche dei calcemicascisti dai micascisti del basamento pre-triassico è essenzialmente la presenza di un più o meno abbondante pigmento grafitico e di calcite con associati ossidi di ferro, in pseudomorfosi su probabile ankerite, nei calcemicascisti.

1.1.2.2. - Complesso di Foresto-Chianocco-M. Molaras

Affiora principalmente nel tratto compreso tra S.Giuliano e Chianocco ed è costituito da una sequenza che si estenderebbe dal Permo-Trias (quarziti impure) (**MQZ**), fino al Cretacico Superiore, rappresentato da calcescisti marmorei e marmi impuri (MARTHALER *et alii*, 1986).

PROGETTO CARG

Metadolomie e marmi dolomitici (**MMD**)

Datate al Trias medio in base a un ritrovamento di crinoidi, si trovano sul versante sinistro della Val di Susa tra Chianocco e M.te Molaras, dove danno origine ad estesi affioramenti nei quali si alternano alle rocce del basamento paleozoico (soprattutto micascisti) e ai calcescisti marmorei. Sul versante destro affiorano a Sud-Ovest di S. Giuliano.

Le metadolomie si incontrano anche entro la sequenza dei calcescisti marmorei. Si tratta di rocce monotone, talvolta debolmente calcitiche, di colore bianco, a grana fine, con tessitura listata, poco fratturate. Talvolta, in particolare sul versante destro, ad Ovest di Sarette, perdono il loro colore consueto, diventando a tratti giallognole o grigie.

Nelle metadolomie si riconoscono spesso livelli di marmi grigio-blu massicci o listati a grana fine (diversi da quelli della sovrastante unità di "Marmi grigio-azzurri"), livelli metapelitici di colore verde scuro, orizzonti di carniole, calcemicascisti a patina rossastra (TALLONE, 1990). Estesamente rappresentati (es. a Sud-Ovest di M.te Ciarmetta), anche dei marmi dolomitici (**MMD_d**) con gli stessi caratteri mesoscopici della metadolomia, ma composizione decisamente più ricca in calcite.

Le metadolomie contengono dolomite con subordinata mica bianca. Si prestano, come i marmi, a sottolineare la storia deformativa della roccia, conservando numerose strutture come pieghe, clivaggi, *boudins* (es. gli affioramenti nei pressi di Foresto, sul sentiero che conduce al Monte Molaras).

Marmi grigio-azzurri (**MGZ**)

Affiorano sul versante sinistro della Val di Susa, soprattutto a Nord del tratto compreso tra S.Giuliano e Foresto; costituiscono sempre orizzonti di potenza modesta (alcuni metri al massimo), al passaggio tra metadolomie e calcescisti marmorei.

Si tratta di rocce di colore grigio-azzurro, grana medio-fine e tessitura listata. Per affinità con facies simili appartenenti alle sequenze brianzonesi, risulta ragionevole una loro attribuzione al Malm (MARTHALER *et alii*, 1986; TALLONE, 1990). L'associazione mineralogica, estremamente semplice specie nelle facies più massicce, comprende carbonati e quarzo (TALLONE, 1990). Caratteristica la presenza (sporadica) di elementi centimetrici generalmente equidimensionali di colore più scuro della "matrice", che risultano costituiti da calcite ricristallizzata (TALLONE, 1990).

Calcescisti marmorei con subordinate intercalazioni di calcescisti filladici (**MCF**)

È questa l'unità nella quale MARTHALER *et alii* (1986) hanno rinvenuto resti di foraminiferi fossili (in particolare globotruncane) riferibili alla base del Cretacico superiore. Affiora a Nord del tratto compreso tra Foresto e San Giuliano.

Si tratta di rocce caratterizzate da un colore grigio-bruno, grana medio-fine e tessitura foliata con domìni prevalentemente micacei alternati a quelli calcitico

PROGETTO GARG

quarzosi, dettagliatamente descritte da TALLONE (1990). L'associazione mineralogica è data da calcite, quarzo e mica bianca, ai quali possono aggiungersi clinozoisite e albite. L'associazione litologica comprende anche calcescisti s.s., calcescisti filladici, micascisti e cloritoscisti ricchi in albite ocellare. Il contatto tra i vari litotipi è solitamente netto, parallelo alla foliazione regionale e indisturbato; in qualche caso si ha passaggio graduale tra calcescisti e micascisti.

1.1.2.3. - Complesso di Pavaglione

Questo complesso sottostà all'Unità ofiolitica Bassa Val di Susa - Valli di Lanzo - M. Orsiera, e appoggia sul Complesso di Foresto - Chianocco - M. Molaras oppure sul basamento paleozoico dell'Unità Dora-Maira. Affiora sul fianco sinistro della Val di Susa, nell'area di Pavaglione e Goitrus. Comprende, alla base delle quarziti lastroidi, impure, a mica bianca, cianite e rutilo (**PQZ**), seguite da metadolomie e marmi dolomitici, di colore giallastro o ocra, costantemente associati a brecce tettoniche a cemento carbonatico (**PMC**). Al tetto della sequenza vi possono essere dei calcescisti più o meno marmorei (**PCS**) e dei quarzo-micascisti talora a granato (**PMS**).

Il rapporto con il basamento paleozoico e con il Complesso di Foresto-Chianocco-M. Molaras è di natura tettonica, per cui il Complesso di Pavaglione potrebbe rappresentare un lembo scollato della copertura mesozoica dell'Unità Dora-Maira.

1.1.2.4. - Coperture indifferenziate

Sono stati raggruppati, in questo insieme, dei litotipi che si incontrano spazialmente associati con il basamento Dora-Maira senza che si possa riconoscerne chiaramente il rapporto.

Quarziti (**IQZ**)

Formano livelli a volte lenticolari con spessore che raggiunge al massimo qualche decina di metri. Si presentano associate alle rocce del basamento e talora in corrispondenza della interfaccia tra queste e le coperture mesozoiche. Sul versante destro sono spesso associate agli gneiss tipo "Pietra di Luserna", ai quali passano attraverso contatti netti o graduali, indisturbati. Gli affioramenti migliori sono al Monte Presa Vecchia e a Villar Focchiardo.

Si tratta di rocce di colore verde pallido, a grana fine o medio-fine, poco foliate per il modesto contenuto di mica bianca. Possono contenere, oltre a fengite, anche granato e anfibolo sodico-calcico (Villar Focchiardo).

Marmi di colore giallastro con associate brecce a cemento carbonatico (**IMC**)

In Val di Susa si presentano sempre associati al basamento paleozoico e più

PROGETTO CARG

in particolare a gneiss tipo "Pietra di Luserna" e a micascisti con i quali potrebbero aver un'associazione primaria; formano pochi, piccoli affioramenti sia sul versante sinistro, nella zona di Chiavatano e Bigiardi sia sul versante destro, tra Presa Vecchia e Pian del Rocco. Si tratta di rocce sempre piuttosto alterate, di colore giallognolo a patina di alterazione bruna, con associate brecce a cemento carbonatico contenenti frammenti centimetrici di micascisti. Gli affioramenti sono rari, e ancor più rare le occasioni di osservare i contatti con gli altri litotipi. A NNW di Presa Vecchia, in uno dei più significativi affioramenti, gli gneiss fengitici al contatto con le brecce appaiono essi stessi intensamente brecciati.

Masse di micascisti e paragneiss (**IMS**) affioranti in Val Chisone (nell'areale di Mentoulles), di metadolomie e marmi dolomitici (**IMD**) e di calcescisti (**ICS**) sono state inserite nelle coperture indifferenziate, in quanto non presentano una chiara collocazione nelle sequenze di copertura dell'Unità Dora-Maira descritte precedentemente.

1.2. - Unità Tettonostratigrafica dell'Ambin (AM)

L'unità tettonostratigrafica dell'Ambin viene riferita al sistema medio pennidico ed in particolare al settore più interno della Falda del Gran San Bernardo, denominato Brianzonese Interno (Vedi Desmons & Mercier, 1993 per una più ampia trattazione). Affiora su minima estensione nel Foglio "Susa", e viene quindi trattato molto brevemente: si rimanda alle note illustrative dell'adiacente Foglio "Bardonecchia".

Il Massiccio d'Ambin è presente al margine occidentale del Foglio ed affiora nel versante destro della Val Cenischia. Oltre al substrato pre-triassico, sono presenti anche alcuni lembi di copertura carbonatica mesozoica (Caron & Gay, 1977), recentemente interpretati da Dela Pierre & Polino (1996) come elementi di origine alloctona.

1.2.1. - *Basamento pretriassico*

Entro il basamento pretriassico dell'unità tettonostratigrafica dell'Ambin, in accordo con la letteratura, sono stati distinti un complesso inferiore polimetamorfico (Complesso di Clarea), in cui è stata riconosciuta una evoluzione metamorfico-strutturale pre-alpina e un complesso superiore (Complesso d'Ambin) con caratteristiche monometamorfiche.

1.2.1.1. - Complesso di Clarea

Il Complesso di Clarea è rappresentato da micascisti polimetamorfici in fa-

PROGETTO CARG

cies scisti blu più o meno retrocessi e trasformati in micascisti filladici e gneiss minuti albitizzati (**CLR**). Talora si osservano alternanze composizionali decimetrico-metriche di quarzomicascisti e micascisti ricchi in mica bianca, anfibolo e cloritoide. Il limite con il sovrastante Complesso d'Ambin è probabilmente di natura stratigrafica.

1.2.1.2. - Complesso d'Ambin

Il Complesso d'Ambin risulta prevalentemente costituito da gneiss occhiadini ad albite e clorite (**AZD**), che, già considerati in letteratura come il prodotto metamorfico di metagrovacche (Desmons & Mercier, 1993, con riferimenti bibliografici), sono stati reinterpretati come il prodotto metamorfico di rocce magmatiche, vulcaniche e/o vulcanoclastiche. Allo stesso complesso di origine magmatica appartengono anche gli gneiss leucocratici a giadeite (**AZC**), affioranti nei pressi del ponte sul Cenischia a Nord di Venàus, ed interpretati come metatufiti riolitiche (Gay, 1972a, 1972b) o metagranofiri (Callegari et alii, 1980). Sono inoltre presenti quarzomicascisti a clorite (**AZM**) e altri paraderivati rappresentati da micascisti con paragenesi di alta pressione, rari livelli di metaconglomerati, quarziti e livelli carbonatici (**AZA**).

1.2.2. - *Copertura Mesozoica*

Le coperture mesozoiche costituiscono una fascia milonitica e cataclastica che separa il basamento dell'Unità dell'Ambin dalla soprastante Zona Piemontese. Nel Foglio n° 154-Susa sono assai ridotte (affiorano esclusivamente in corrispondenza del Rio Supita) e formano delle scaglie tettoniche imballate all'interno di una massa di calcescisti appartenenti alla sovrastante Unità tettonometamorfica di Puys-Venàus.

In particolare sono state distinte delle quarziti omogenee massicce, talora listate, di colore bianco verdastro, con talora associati quarzo-micascisti e quarziti ricche in carbonati (Quarziti del Rio Séguret) (**QSE**). Sono inoltre presenti dei marmi dolomitici grigi più o meno listati passanti a metadolomie biancastre, associati sovente a brecce a cemento carbonatico di origine tettonica ("carniole" *Auct*.) (Marmi di Exilles) (**MEX**). Le brecce a cemento carbonatico sono molto diffuse in corrispondenza del Rio Supita e testimoniano la presenza di un orizzonte milonitico di notevole potenza.

Al di sopra delle dolomie sono presenti talora in contatto stratigrafico dei micascisti e calcescisti arenacei e micacei, con diffusa presenza di ciottoli centimetrici di dolomia (strada che sale a monte di Venàus) (Calcescisti della Beaume) (**CBM**).

PROGETTO CARG

1.3. - Unità *Incertae Sedis*

In questo insieme sono state inserite quattro unità che, pur con una loro connotazione stratigrafica, che le rende cartografabili, non risultano facilmente ascrivibili ad alcuna delle unità già descritte, con le quali non mostrano nessun rapporto primario conservato:

Unità tettonica di Fenestrelle (**FE**)
Unità tettonica del Monte Fassolino (**FA**)
Unità tettonica di Cantalupo (**CA**)
Unità tettonica di Tuas Venezia (**TV**)

1.3.1. - *Unità Tettonica di Fenestrelle* (**FE**)

Forma una fascia disposta trasversalmente all'asse vallivo della Val Chisone, all'altezza dell'abitato di Fenestrelle. La fascia ha una potenza media dell'ordine di alcune centinaia di metri e va assottigliandosi lungo il versante sinistro fino a chiudersi in prossimità del Combal della Cialme, intorno ai 2.050 m; in corrispondenza del versante destro invece mantiene una potenza circa costante fino al bordo meridionale del Foglio. È costituita da una sequenza basale di micascisti a cloritoide (**EMS**) a cui si sovrappongono, verso occidente, calcescisti (**ECS**) ed infine dolomie (**EMD**).

I micascisti a cloritoide si possono seguire in affioramenti discontinui dal limite Sud del Foglio fino al Rio delle Verghe: in questo tratto di versante l'unità è costituita da una sequenza monotona dello stesso litotipo e solo in prossimità del contatto con i sovrastanti calcescisti dell'Unità dei Calcescisti con Pietre Verdi, ad Ovest di C. Girp, intorno alla quota 1.700 m, si osservano alternanze di livelli di potenza metrica costituiti da quarziti tabulari di colore grigio-biancastro e calcescisti di colore grigio-nocciola.

Ad Ovest del Rio delle Verghe, l'associazione litologica si arricchisce. Ai micascisti a cloritoide, infatti, si intercalano rare bancate di quarziti massicce biancastre, e inoltre quarzomicascisti grigiastri (**EMS_q**) (sinistra del Rio delle Verghe, intorno a quota 1.250 m; destra del Rio Cristove, quota 1.200 m), calcescisti (**ECS**) (a Nord-Est di Bric Maria, quota 1.250 m; a Nord di Fenestrelle, intorno a 1.200 m) e prasiniti in corpi lenticolari di dimensione da metrica a decametrica (**EMS_b**) (a Nord-Est di Bric Maria, quota 1.260 m, sinistra del Rio delle Verghe, quota 1.350 m), gneiss minuti, gneiss tabulari a tormalina di colore biancastro (a Nord di Bric Maria) e gneiss occhiadini, talora milonitici (**EMS_k**) (Ovest dell'abitato di Fenestrelle). Lungo il versante sinistro della Val Chisone i micascisti a cloritoide fanno localmente passaggio con termini sfumati a quarzomicascisti e gneiss, che non vengono distinti cartograficamente (a Est di C. Sagnette, Ovest del Combal della Cialme).

Ad Ovest del Rio di Cristove, ai micascisti si sovrappongono gradualmente calcemicascisti e calcescisti (**ECS**) con associati marmi saccaroidi di colore gri-

PROGETTO CARG

gio scuro, più raramente biancastro, passanti a marmi dolomitici (**ECS_m**). Lungo il versante sinistro della Val Chisone il passaggio tra i micascisti a cloritoide e i soprastanti calcescisti risulta generalmente piuttosto netto come si può osservare ad Ovest della Comba Leard, dove il limite corrisponde all'incisione di un tributario del Rio del Puy.

Nel bacino del Rio del Pinè, tributario di sinistra del T. Chisone, si osservano marmi dolomitici e dolomie di colore biancastro, spesso molto fratturati.

I rapporti dell'Unità di Fenestrelle con le adiacenti unità sono manifestamente di natura tettonica. Tipica la situazione che si osserva nell'incisione del Rio delle Verghe, alla quota 1.200 m, dove il passaggio con l'Unità dei Calcescisti con Pietre Verdi, qui rappresentata da alternanze di marmi grigi e micascisti milonitizzati, avviene tramite una fascia di cataclasiti di potenza metrica, con frammenti di marmi giallastri ed una lente di serpentinite. Sottili e discontinui livelli di marmi di colore giallastro sottolineano anche il contatto con i sottostanti calcescisti dell'Unità del Monte Orsiera (SU), in sinistra del R. Corbiera; ancora marmi giallastri, con qualche decimetro di carniole e di micascisti biancastri, al contatto con i sovrastanti calcescisti dell'Unità dei Calcescisti con Pietre Verdi in prossimità del Bric Maria, intorno alla quota 1.550 m.

Verso Ovest i contatti con l'Unità dei Calcescisti con Pietre Verdi sono localmente sottolineati da cataclasiti e da discontinui livelli decimetrici di brecce, come si può osservare a Sud dell'abitato di Fenestrelle, intorno alla quota 1.450 m, e in destra dell'apice del conoide del Rio del Pinè.

1.3.2. - *Unità Tettonica del Monte Fassolino* (**FA**)

Questa unità tettonica rappresenta una serie di scaglie in corrispondenza della continuazione verso Nord della faglia del Colle delle Finestre. Tra il Monte Fassolino e il Colletto posto più a SWt affiorano masse di metadolomie e marmi dolomitici di aspetto saccaroide (**FMD**), a cui si associano diffuse brecce carbonatiche di origine tettonica, "imballate" tra scaglie di calcescisti marmorei, micascisti carbonatici, quarzomicascisti e micascisti filladici.

Il contatto tra questa unità e l'unità tettonostratigrafica più occidentale di Cerogne-Ciantiplagna è sottolineata da una serie di corpi boudinati di metabasiti, rappresentata in prevalenza da prasiniti e scisti anfibolici (presso il Colletto).

1.3.3. - *Unità Tettonica di Cantalupo* (**CA**)

Affiora a Sud dell'abitato di Susa e costituisce un ellissoide allungato in direzione Nord-Sud. È costituita quasi completamente da marmi, marmi dolomitici e metadolomie di colore da grigio chiaro a grigio-rosato (**XMD**) con debole impronta metamorfica, talora micacei e debolmente foliati già oggetto di coltivazione come pietra da calce (Cava di Cantalupo). Localmente si osservano livelli di colore biancastro e livelli di colore viola-vinaccia con noduli verdi scuri. Que-

PROGETTO CARG

ste caratteristiche cromatiche li rendono nettamente differenti rispetto alle rocce marmoree e dolomitiche che affiorano ai Tre Piloni e nel versante opposto a Foresto o al M. Molaras (copertura dell'Unità Dora-Maira).

Ai bordi dell'ellissoide sono presenti numerosi livelli di brecce tettoniche ("carniole" *Auct*.) a cui si associano gouge e livelli cataclastici definiti da una serie di piani di faglia. Sempre ai bordi dell'ellissoide sono inoltre presenti livelli decametrici di quarziti bianco-verdastre di aspetto prevalentemente tabulare (**XQZ**) e livelli di calcescisti ricchi in fillosilicati.

1.3.4. - *Unità Tettonica di Tuas Venezia* (**TV**)

Affiora nel versante sinistro della Val di Susa in corrispondenza della cresta di Tuas Venezia e del Forte della Riposa. Appoggia, con evidente contatto tettonico sopra l'Unità Tettonometamorfica di Puys-Venàus. Comprende una sequenza con metadolomie associate a livelli di brecce carbonatiche di origine tettonica, livelli di quarziti tabulari, scisti milonitici di colore grigio e calcescisti di potenza metrica (**VMD**). A questa sovrastanno brecce cataclastiche a cemento carbonatico con prevalenti clasti subangolosi carbonatici (marmi e dolomie) e subordinati clasti di calcescisti e micascisti filladici ("carniole" *Auct*.).

2. - UNITÀ OCEANICHE E DI FOSSA (ZONA PIEMONTESE *AUCT*.)

Comprende qui le unità di crosta oceanica, i metasedimenti (calcescisti) ad essi associati, ed altri calcescisti completamente scollati da un substrato non più identificabile, da vari Autori collocati nella Zona Piemontese e nelle Unità "Liguri-Piemontesi". Le Unità Oceaniche e di Fossa affiorano sia in destra che in sinistra orografica della Dora Riparia e del Chisone con una prevalenza nel versante sinistro della Val di Susa e sono sovrapposte strutturalmente alle unità del Dora-Maira e dell'Ambin. Nella letteratura meno recente, sono generalmente descritte come un insieme di formazioni monotone e per lo più non databili, nel quale venivano distinte, quando possibile, unità a substrato oceanico e unità deposte su un margine continentale passivo. Nella letteratura più recente, sono state determinate le condizioni e l'età degli eventi metamorfici, con particolare riferimento a quello precoce di alta pressione, che si fa derivare da un processo di subduzione iniziato in fase pre-collisionale. Sulla base di studi dettagliati, si sono infine potute introdurre alcune distinzioni che interessano anche i terreni affioranti nella media Val di Susa.

2.1. - Unità Oceaniche

Le Unità Oceaniche sono costituite da rocce di natura basica (metagabbri e metabasiti) e ultrabasica (serpentiniti) riferibili al substrato del bacino della Teti-

PROGETTO SMARG

de (per un modello alternativo si veda anche LEMOINE *et alii* 1987), e da metasedimenti ad esse associati (calcescisti *s.l.*). Entro questo insieme sono state distinte tre unità:

Unità tettonometamorfica del Rocciavrè (**RO**)
Unità tettonometamorfica bassa Val di Susa-Valli di Lanzo-Monte Orsiera (**SU**)
Unità tettonostratigrafica dell'Albergiàn (**AB**)

2.1.1. - *Unità Tettonometamorfica del Rocciavré* (**RO**)

Questa Unità affiora prevalentemente nel Vallone della Balma e comprende il Rocciavrè e la Punta Cristalliera. È rappresentata da un complesso mafico e ultramafico in cui sono ancora riconoscibili i caratteri primari nonostante la forte sovraimpronta metamorfica alpina.

Metagabbri (**RMG**)

Affiorano tra il Vallone del Rocciavrè e l'alta Val Sangone formando un piastrone potente fino a oltre 600 m nei pressi di Punta del Lago-M. Robinet. Sono caratterizzati generalmente da grana grossolana e struttura massiccia (masse eufotidi indicate nella Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 55, "Susa"); sovente vi si associano gabbri a bande e *flasergabbri*.

Nei pressi di Fonte Neiretto e di Punta del Lago, entro i metagabbri massicci sono state osservate due sequenze intrusive stratificate costituite dall'alternanza di (olivin)-gabbro-noriti e di ferro-metagabbri eclogitici (**RMG_h**) (POGNANTE, 1979). Le condizioni del metamorfismo eclogitico sono state stimate a 12÷13 Kbar e 400÷450 °C (POGNANTE, 1981). Livelli metrici di metagabbri eclogitici (**RMG_h**) sono stati osservati anche nei pressi del contatto tra i metagabbri e le sottostanti serpentiniti. Alcuni volumi di roccia caratterizzati da paragenesi e tessiture magmatiche preservate, mostrano rapporti intrusivi con altri metagabbri massicci.

Una piccola massa di metagabbri è presente sulla Cima della Punta Cristalliera e un'altra nel Vallone del Sangonetto (a Sud dell'Alpe Giaveno).

Anteriormente all'evoluzione alpina, un metamorfismo oceanico di medio grado è attestato da paragenesi relitte con anfibolo.

Serpentiniti (**RSS**)

Al di sotto del citato piastrone di metagabbri, le serpentiniti formano un corpo probabilmente continuo che affiora in corrispondenza della cresta spartiacque Val Sangonetto-Valle Rocciavrè raggiungendo la sua massima potenza nei pressi della Punta Cristalliera (circa 400 m), mentre in corrispondenza di Fonte Neiretto si assottiglia e tende a scomparire. Contengono antigorite, magnetite, olivina, titanclinohumite e talora relitti del clinopirosseno magmatico. Al contatto tra gabbri e serpentiniti sono presenti livelli di rodingiti (**RSS_r**).

PROGETTO CARG

2.1.2. - *Unità Tettonometamorfica bassa Val di Susa-Valli di Lanzo-Monte Orsiera* (**SU**)

Questa unità, affiorante sia in Val di Susa che in Val Chisone, è estesamente rappresentata anche al di fuori del Foglio "Susa", nelle aree adiacenti. Si estende infatti verso Est fino al Monte Musiné presso Torino, verso Nord nelle Valli di Lanzo fino al contatto con il Massiccio del Gran Paradiso, e verso Sud a formare il Moncuni, il Monte San Giorgio e le numerose masse di serpentiniti tra Avigliana e Piossasco. Comprende anche le serpentiniti della Sacra di San Michele (Monte Pirchiriano) al margine orientale del Foglio. È possibile riconoscervi due settori principali: quello del versante sinistro della Val di Susa e quello della cresta spartiacque tra Val di Susa e Val Chisone (settore dell'Orsiera) (vedi anche Bonioli, 1989).

2.1.2.1. - Settore bassa Val di Susa-Valli di Lanzo

Nel versante sinistro della Val di Susa questa unità affiora in modo continuo da Condove fino allo spartiacque con la Valle di Viù mentre verso Ovest termina a Nord-Est di Susa. È caratterizzata dalla presenza di:

Serpentiniti e serpentinoscisti (**OSS**)

Rappresentano il litotipo più diffuso e sono caratterizzate da corpi di potenza ettometrica che si estendono, talora, per diversi chilometri. Le masse di dimensioni maggiori sono due: la prima affiora nei pressi del M. Civrari-Colle del Colombardo; la seconda, di estensione maggiore e caratterizzata da una maggiore continuità, forma le pareti scoscese di Rocca Patanua, di Punta Lunella, della Grand'Uia. Masse di minore estensione, come quella di Condove e dell'Alpe della Portia, si osservano in maniera diffusa in tutta l'unità. Le serpentiniti, caratterizzate da tessitura massiccia e grana fine, talora passano a serpentinoscisti e cloritoscisti fortemente laminati in corrispondenza di contatti tettonici (strada che collega gli abitati di Chiodo e Pero Aldrado). Associati alle serpentiniti si osservano, talora, livelli da metrici a decametrici di rodingiti (Dal Piaz, 1967, 1969) talora in corpi di probabile origine filoniana (**OSS_r**) (Truc del Serro, Rio Freddo).

Metagabbri (**OMG**)

Formano masse di potenza anche pluri-ettometrica ma arealmente inferiori rispetto a quelle di serpentiniti e di metabasiti, e affiorano quasi esclusivamente nel settore orientale del Foglio (Caprie, Mocchie, Campambiardo, Vallone Rio Sessa). Sono caratterizzati da una struttura massiccia, da una tessitura da granoblastica a scistosa (*flasergabbro*) dove sovente si riconosce l'originaria tessitura ben preservata (dintorni di Caprie, Vallone del Rio Sessa, ponte sul Rio Puta). Al loro interno sono ben preservati, talora, minerali delle associazioni metamorfiche di alta pressione e bassa temperatura (granato, onfacite, ± anfibolo sodico) (metagabbri in facies eclogitica, **OMG_h**) (Ravoire, Pero Aldrado, Punta Sbaron e nei

PROGETTO CARG

pressi di Punta del Grifone). I contatti con i litotipi circostanti sono sempre sottolineati da marcati contatti tettonici. Rispetto a quanto riportato dalla Carta Geologica alla scala 1:100.000 Foglio 55, "Susa" (dove è indicato come "eufotidi"), questo litotipo è molto più diffuso.

Prasiniti (**OMB**)

Con questo termine sono comprese quell'insieme di rocce della *suite* ofiolitica, a grana generalmente fine, i cui caratteri tessiturali indicano una derivazione da originarie rocce basaltiche o gabbriche, delle quali però non si riconosce più il protolite a causa dell'intensa trasformazione metamorfica. Formano anch'esse dei corpi di estensione chilometrica e potenza ettometrica (Cresta di Rocca Soni, Colle degli Astesiani, Truc Giulianera, Truc Castelletto, Colle della Forcola, Punta del Grifone, Rocce Tre Cresti, Madonna dell'Ecova, Mompantero). I litotipi prevalenti sono rappresentati da prasiniti massicce di colore verde, talora a tessitura listata, anfiboliti verde-scuro, cloritoscisti e rare ovarditi caratterizzate da porfiroblasti di albite. Sporadicamente conservano resti di associazioni in facies eclogitica (**OMB_p**) (Moni, Dravugna, Alpe Pian del Luoas, Colombardino, Alpi del Colombardo, Le Scalancie). Nei pressi della Chiesa della Madonna dell'Ecova, rocce prasinitiche mostrano strutture di lave a cuscini (*pillow-lava*) discretamente conservate (**OMB_l**).

Paraderivati

Sono costituiti da prevalenti calcescisti più o meno marmorei (**OCS** e **OCC**), marmi più o meno dolomitici (**OMD**), subordinati micascisti talora a granato e micascisti filladici (**OCF**) e quarziti (**OQM**), talora a manganese (**OQM_q**) (quarziti a manganese sono state ritrovate nei pressi dell'Alpe Gigolot e a Nord del M. Turlo). Questi litotipi costituiscono fasce anche di notevole potenza (Cordole, Prato del Rio, Alpe della Portia, versante occidentale di Rocca Patanua, Truc del Vento) incluse tettonicamente fra le masse di maggiore entità costituite da metabasalti, da serpentiniti e da metagabbri. Dal punto di vista strutturale essi rappresentano o lembi dell'originaria copertura della sequenza ofiolitica o materiale di natura flyschioide originatosi in un prisma d'accrezione e sradicato durante l'orogenesi, secondo le più recenti teorie della tettonica alpina (Polino *et alii*, 1990).

2.1.2.2. - Settore M.Orsiera-Val Chisone

Il complesso metaofiolitico conosciuto in letteratura col termine "Klippe ofiolitico dell'Orsiera-Rocciavrè" è rappresentato qui da due unità tettonometamorfiche indipendenti separate da un evidente orizzonte tettonico: una unità sudorientale affiorante prevalentemente in Val Sangone (la già descritta Unità del Rocciavrè) e caratterizzata dall'associazione di serpentiniti antigoritiche, metagabbri e rari ferrogabbri eclogitici e una nordoccidentale composita affiorante

PROGETTO CARG

sulla cresta spartiacque Val Susa-Val Chisone a Ovest del Colle del Sabbione e rappresentata da metabasiti, serpentiniti e numerose intercalazioni di metasedimenti. Quest'ultima unità presenta notevoli analogie litologiche e di storia metamorfica alpina con la sequenza ofiolitica affiorante nel versante sinistro della Val di Susa precedentemente descritta, alla quale pertanto è stata qui associata.

Nel Foglio l'Unità del M. Orsiera è rappresentata da corpi e scaglie tettoniche di serpentiniti, metabasiti e metasedimenti (calcescisti, micascisti a granato e cloritoide, marmi, marmi dolomitici, quarziti spesso a granato). I metagabbri e le rocce eclogitiche di alta pressione e bassa temperatura sono molto scarsi (piccole masse di Fe-gabbri al Colle di Malanotte e nei pressi di Rocca Costabruna), mentre mancano completamente metagabbri magnesiferi a grana grossa e con struttura massiccia.

Le *serpentiniti* (con relitti di olivina, diopside e titanclinohumite) sono rappresentate da tre grosse masse che affiorano sul M. Orsiera, a Est del Colle del Sabbione (Vallone di Malanotte) e a Est del Colle del Vento, dove definiscono generalmente il contatto con la sottostante Unità Dora-Maira in Val Sangone. Il contatto è evidenziato da una zona milonitica potente da 20 a 100 m e caratterizzata da serpentinoscisti, scaglie di ferrogabbri eclogitici, metagabbri e rari calcescisti. Scaglie di serpentiniti sono presenti a Rocca Anghiova, Punta Rognone e Pian dell'Agnello.

Le *metabasiti* di presumibile origine basaltica (prasiniti e minori anfiboliti) costituiscono la quasi totalità delle cospicue pareti che caratterizzano Punta Rocca Nera, M. Villano, Punta della Gavia e il Colletto.

La *sequenza metasedimentaria* è rappresentata da diffusi calcescisti, ai quali si associano locali intercalazioni di micascisti a granato e cloritoide, marmi dolomitici e quarziti talora a granato.

2.1.3. - *Unità Tettonostratigrafica dell'Albergian* (**AB**)

Localizzata al margine sudoccidentale del Foglio, in destra del T. Chisone, in continuità con l'adiacente Foglio "Bardonecchia", è costituita in netta prevalenza da calcescisti (**ALW**), entro i quali si sono potute cartografare separatamente le facies ricche in carbonato, marmoree, di colore grigio-nocciola chiaro (**ALQ**). Queste ultime sono bene esposte nel settore di versante compreso tra il basso corso del Rio del Laux e il fondovalle principale, dove costituiscono la dorsale M. Ciabertas - Gran Cime - Rocca del Laux: il limite con i calcescisti più scuri e filladici che formano la prosecuzione meridionale della dorsale, sembra coincidere con una faglia, ad andamento mal definibile, localizzata lungo il versante orientale del M. Albergiàn.

Altrove la distinzione è meno netta e non è stata cartografata, anche se facies carbonatiche non mancano: se ne segnalano, ad esempio, con fratturazione a blocchi, a Nord-Est del Lago dell'Albergiàn e lungo la dorsale sviluppata a Sud della Gran Costa, intorno a 2.000 m, dove danno luogo a rilievi.

PROGETTO CARG

Entro i calcescisti si rinvengono alcune masse maggiori di prasiniti (**ALW_b**) di estensione pluriettometrica e potenze dell'ordine del centinaio di metri (lungo la dorsale sviluppata ad Ovest della Bergeria della Balma; in corrispondenza del versante sinistro della Valle del Laux ad Ovest della bergeria omonima; al M. Cuccola).

Le serpentiniti (**ALW_s**) costituiscono masse subordinate che acquistano una certa importanza lungo il versante nordorientale della P.ta Belvedere; negli altri casi danno luogo a lenti di dimensioni decametriche, per lo più associate ad anfiboliti e prasiniti, lungo orizzonti verosimilmente legati a detritismo ofiolitico (a Ovest di B. del Vallon).

Lungo la dorsale sviluppata tra P. Belvedere e il Colletto dell'Omo, corpi ofiolitici, intercalati ai calcescisti, comprendono serpentiniti, prasiniti, anfiboliti a grana fine e lenti di gabbri, di dimensioni limitate.

Intercalati ai calcescisti si osservano localmente livelli metrici di micascisti quarzosi passanti a quarzomicascisti (**ALW_f**), spesso associati a prasiniti, in alcuni casi a lenti di ofioliti di origine detritica (a Ovest del B. del Vallone, a Ovest del Colletto dell'Omo); in altri casi in alternanza con calcescisti marmorei (Rif. dell'Albergiàn).

Localmente si incontrano micascisti debolmente quarzosi, di colore grigio-nerastro, caratterizzati da elevata fissilità: lungo la dorsale sviluppata a Sud della Gran Costa, ad esempio, risultano intercalati con calcescisti di colore nocciola chiaro.

L'Unità dell'Albergiàn viene in rapporto con l'Unità di Cerogne-Ciantiplagna tramite una fascia di deformazione ad andamento all'incirca N 60° E, associata ad un sistema di faglie lungo il quale è impostato l'asse dell'alta Val Chisone. A oriente, il limite con l'Unità dei Calcescisti con Pietre Verdi viene fatto coincidere per un tratto con il sistema di faglie ad andamento circa Nord-Sud passante per il Colle delle Finestre; nel tratto meridionale il limite fra le due unità risulta più incerto ed è stato individuato in base alle indicazioni del metamorfismo, che è in facies scisti blu nell'Unità dell'Albergiàn, mentre ha raggiunto un picco eclogitico in quella dei Calcescisti con Pietre Verdi.

2.2. - Unità Ofiolitiche

2.2.1. - *Unità Tettonostratigrafica di Cerogne-Ciantiplagna* (**CC**)

2.2.1.1. - Complesso di Cerogne

Questo complesso affiora ad Ovest del Colle delle Finestre ed in particolare nella cresta spartiacque tra la Val di Susa e la Val Chisone. A causa dell'estesa copertura eluvio-colluviale presente sui due versanti, gli affioramenti non chiariscono il rapporto con le unità sottostanti e limitrofe soprattutto nel versante della Val Susa.

PROGETTO CARG

I litotipi prevalenti di questo complesso sono rappresentati da calcescisti e micascisti carbonatici di colore grigio brunastro (**LCS**), caratterizzate da una foliazione sempre pervasiva. A formare livelli intercalati nei calcescisti, si incontrano anche micascisti, scisti filladici, gneiss albitici chiari con frequente anfibolo sodico (Ovest del M. Pintas) e livelli di quarziti prevalentemente tabulari (**LCS_f**); talora sono presenti masse boudinate di metabasiti (**LCS_b**) (prasiniti ed anfiboliti; es. nei pressi della Cima del Ciantiplagna), di metagabbri (versante Val Chisone) e di serpentiniti passanti a serpentinoscisti (**LCS_s**).

Soprattutto nel settore in prossimità della cresta spartiacque, sono presenti calcescisti ricchi in componente carbonatica (**LCS_t**), caratterizzati dall'aspetto massiccio e dalla colorazione più chiara.

Dal punto di vista metamorfico questa unità tettonostratigrafica è caratterizzata da una diffusa sovraimpronta metamorfica alpina in facies scisti verdi, con relitti di paragenesi tipiche della facies scisti blu.

2.3. - Unità di Fossa

Sono costituite in prevalenza da derivati metamorfici di marne e calcari marnosi. Si tratta generalmente di micascisti carbonatici piuttosto uniformi che, a seconda del contenuto in carbonati, possono passare a filladi oppure a marmi cristallini più o meno micacei. L'età presunta di sedimentazione e di metamorfismo è indicata nella descrizione delle singole unità.

Sono state distinte tre unità principali:

Unità Tettonometamorfica dei Calcescisti con Pietre Verdi (**CP**)
Unità Tettonometamorfica di Puys-Venàus (**PV**)
Unità Tettonometamorfica del Rocciamelone (**RC**)

2.3.1. - *Unità Tettonometamorfica dei Calcescisti con Pietre Verdi* (**CP**)

Questa unità è diffusa sia nel versante destro della Val di Susa dove affiora a Sud e a Ovest dell'Unità del Monte Orsiera al di sopra del Complesso di Meana-M. Muretto, sia nel versante sinistro dove costituisce una fascia compresa tra l'Unità di Puys-Venàus e l'Unità della bassa Val di Susa-Valli di Lanzo-Monte Orsiera.

a) *Versante destro della Val di Susa* - Nel versante destro della Val di Susa questa unità è caratterizzata da un'elevata presenza di calcescisti s.l. all'interno dei quali sono presenti scaglie ofiolitiche di dimensione generalmente non superiore al centinaio di metri. È molto difficile ricostruirne l'assetto interno, sia per la estesa copertura quaternaria, sia per l'assenza di *markers*. È comunque possibile riconoscere diverse litologie:

PROGETTO CARG

Calcescisti s.s. (**CTM**)

Sono rappresentati da micascisti carbonatici caratterizzati da un colore brunastro, generalmente alterati in superficie e con aspetto superficiale vacuolare a causa della dissoluzione della componente carbonatica; in corrispondenza delle superfici fresche o poco alterate assumono un caratteristico colore grigio, con superfici lucide in corrispondenza dei livelli particolarmente ricchi in fillosilicati (sericite, muscovite, clorite) che si alternano con livelli carbonatici o quarzoso-carbonatici. Presentano una tessitura scistosa, talora ondulata, molto evidente. Là dove si alternano livelli di diversa competenza, la deformazione diventa manifesta: è allora possibile osservare diffuse pieghe isoclinali con cerniere anche cospicue (scala decametrica).

Questo litotipo è il più diffuso: lo si osserva in particolare a monte di Meana e nelle incisioni dei torrenti Arneirone e Adretti, e si estende oltre lo spartiacque, in sinistra Chisone. È bene esposto nel tratto di cresta tra il Colle dell'Orsiera e il M. Pelvo. Questo settore presenta anche qualche scaglia di ofioliti, come ad esempio al Colle delle Finestre, dove, nei pressi della Casamatta, si osservano una scaglia di serpentinite e numerose intercalazioni di metabasiti (prasiniti). I contatti tra i diversi litotipi sono sempre tettonici e sono ben evidenziati da bande metriche di cloritoscisti, comprese fra serpentiniti e prasiniti. Tra prasiniti e calcescisti i contatti sono talora meno deformati e debolmente sottolineati da cloritoscisti che passano gradualmente a prasiniti. Circa un centinaio di metri a Ovest della Casamatta (versante Val Susa) è stato rinvenuto un affioramento di metabasiti a granato ed anfibolo sodico all'interno dei calcescisti (distinti in carta con il termine $\mathbf{CTM_q}$). Nei pressi dello stesso colle, nel versante della Val Chisone, POGNANTE (1979) segnala la presenza di metaferrogabbri eclogitici.

Calcescisti carbonatici (**CRB**)

Affiorano soprattutto nel tratto di cresta spartiacque tra il M. Pelvo e il Colle delle Finestre, dove costituiscono le pareti verticali del versante settentrionale del Français Pelouxe. Si tratta di calcescisti a patina giallastra, di aspetto arenaceo, ricchi in componente carbonatica che impartisce alla roccia un aspetto massiccio. Affiorano abbondantemente anche nel settore settentrionale della Punta di Mezzodì e alla cima del M. Carley.

Micascisti a granato e cloritoide e micascisti filladici carbonatici ($\mathbf{CTM_f}$)

Sono caratterizzati da un colore grigio-scuro e da un aspetto fortemente lucente in corrispondenza dei piani di foliazione fillosilicatici. Sono frequentemente deformati con evidenti pieghe sottolineate dai livelli quarzitici (talora boudinati). Fanno transizione senza passaggi netti ai calcescisti s.s. e, là ove la componente carbonatica diminuisce, lasciano il posto a filladi, a scisti filladico-sericitici di colore scuro e, raramente, a micascisti a granato e cloritoide (M. Rognone e cresta Colle Orsiera-M. Pelvo). Queste rocce, così come i calcescisti s.s., sono spesso permeate da vene di calcite e di quarzo.

PROGETTO CARG

Marmi micacei e marmi dolomitici (**CTM$_m$**)

Hanno tipico colore grigio scuro (o biancastro) e *fabric* massiccio. Talora assumono aspetto lucente per la presenza di fillosilicati e possono fare passaggio a calcescisti marmorei; sono ricchi in vene di quarzo. Localmente, ai marmi dolomitici si associano "carniole *s.l.*" in corrispondenza dei contatti maggiormente tettonizzati.

Quarziti e micascisti quarzitici (**CTM$_q$**)

Sono caratterizzati da un colore chiaro (da biancastro a verdolino) e costituiti da quarzo prevalente a cui si associa la mica bianca (fengite e sericite) in quantità estremamente variabili. Se il contenuto in quarzo è predominante si osservano delle quarziti massicce generalmente listate o tabulari, se la quantità di fillosilicati aumenta si passa a quarziti micacee e a micascisti quarzitici quando il quarzo è presente in sottili livelli. Associata alla mica bianca è sovente presente la clorite, che impartisce il caratteristico colore verde, e sono diffusi anche livelli carbonatici.

Le masse ofiolitiche presenti all'interno di questa unità sono rappresentate da litotipi analoghi a quelli che caratterizzano le unità oceaniche ofiolitiche, dalle quali si differenziano per una minore estensione e talora per una differente impronta metamorfica alpina. Sono masse perlopiù isolate, talora intimamente deformate isoclinalmente con i calcescisti *s.l.* che le inglobano.

Sono stati riconosciuti i seguenti litotipi:

Serpentiniti (**CTM$_s$**)

Sono il litotipo più diffuso e formano scaglie tettoniche intercalate nei calcescisti, con i quali mostrano contatti tettonizzati sottolineati da sviluppo di serpentinoscisti e cloritoscisti (Colle delle Finestre, Bergerie dell'Orsiera, km 11 della strada Susa-Colle delle Finestre).

Metabasiti (**CTM$_b$**)

Costituiscono masse isolate intercalate nei calcescisti. Sono presenti soprattutto nella zona di cresta spartiacque con la Val Chisone (tratto M. Pelvo-Orsiera) e nel versante della Val Chisone, mentre nel versante della Val di Susa risultano molto più rare. I litotipi prevalenti sono prasiniti massicce con diffusi occhi di albite, prasiniti listate (talora ricche in epidoto); più rare le anfiboliti e i cloritoscisti. In queste rocce non sono state individuate paragenesi in facies eclogitica, segnalate invece nei Fe-gabbri ad Ovest del Colle delle Finestre (Pognante, 1979), ma solo paragenesi in facies scisti blu.

Metagabbri (**CTM$_h$**)

Le uniche masse rinvenute affiorano lungo la cresta M. Pelvo-Orsiera (Mg-gabbri) e ad Ovest del Colle delle Finestre (Mg-gabbri e Fe-gabbri). I Mg-gabbri hanno paragenesi primaria poco conservata, e avanzata trasformazione in rocce ad anfibolo attinolitico\tremolitico ed epidoto. I Fe-gabbri hanno relitti di para-

PROGETTO CARG

genesi eclogitiche e scisti blu sopravvissuti alla estesa ricristallizzazione in facies scisti verdi (anfibolo verde pallido, albite e rutilo).

b) *Versante sinistro della Val di Susa* - Nel versante sinistro questa unità è meno diffusa anche se presenta associazioni litologiche analoghe a quelle del versante destro. Anche in questo versante il litotipo principale è rappresentato da calcescisti alterati e ossidati nelle superfici esposte a cui si associano livelli più ricchi in componente carbonatica, quarzomicascisti a granato ricchi in ossidi, micascisti filladici di colore grigio-scuro e quarziti. La tessitura dei calcescisti *s.s.* è generalmente scistosa e assume aspetto massiccio nelle facies più marmoree e ricche in carbonato (Cresta Crèuse, Colle Croce di Ferro).

Le rocce basiche e ultrabasiche intercalate nei calcescisti sono rappresentate prevalentemente da prasiniti mentre sono molto più rare le serpentiniti e le masse di metagabbri.

Le *prasiniti*: costituiscono livelli di potenza variabile da qualche decimetro ad alcune decine di metri ed affiorano in prevalenza a Sud de la Riposa e del Rio Capra (Comba Pala) e nel versante sinistro della Val Cenischia (Alpe Prariondetto). Nei pressi del M. Palon e della Cresta Crèusa formano delle intercalazioni e lenti all'interno dei calcescisti *s.s.* e presentano fenomeni di deformazione con stile isoclinale. I minerali principali sono rappresentati da albite, clorite, anfibolo attinolitico, epidoto, calcite e mica bianca.

I *metagabbri*: molto rari, sono stati osservati esclusivamente a Sud della Cima del Rocciamelone. Una massa di metagabbri (Fe-Ti-gabbri e Mg-gabbri), situata nei pressi del Rio Gendòla a Nord di Grange Vottero (q. 2.100 m), è stata segnalata e accuratamente descritta da POGNANTE (1980, 1983): essa forma una lente lunga qualche centinaio di metri e potente una decina ed è localizzata in prossimità della massa di brecce tettoniche e dolomie che costituiscono la cima di Tuas Venezia. Nonostante l'intensa riequilibrazione in facies scisti blu e di una ubiquitaria sovraimpronta in facies scisti verdi, l'originaria mineralogia e tessitura magmatica è localmente conservata. I relitti magmatici sono rappresentati da clinopirosseno, Fe-Ti ossidi e raramente apatite e allanite. Durante il metamorfismo alpino si sono sviluppate paragenesi di alta pressione e bassa temperatura che però non hanno raggiunto le condizioni eclogitiche: si hanno infatti associazioni a Na-anfibolo, aegirina, e zoisite nei Fe-Ti gabbri, e a lawsonite e zoisite nei Mg-gabbri.

2.3.2. - *Unità Tettonometamorfica di Puys-Venaus* (**PV**)

2.3.2.1. - Complesso di Chiomonte-Venaus

Questa unità affiora prevalentemente in Val Cenischia e in Val Susa tra gli abitati di Susa e Chiomonte, ed è stata riconosciuta anche nel settore di cresta spartiacque tra la Val di Susa e la Valle di Viù (M. Palon, I Muret). Comprende

PROGETTO CARTA

litotipi intimamente associati i quali recano testimonianza di una sedimentazione in ambiente variabile e con apporti diversi: ambiente marino poco profondo (calcescisti *s.s.*), ambiente oceanico (*suite* ofiolitica), ambiente con apporti di origine continentale (gneiss albitici e micascisti). La ripetitività dei litotipi e la loro trasposizione in età alpina non hanno permesso di ricostruire una sequenza stratigrafica.

Calcescisti s.s. (**GCC**)

Rappresentano il litotipo più diffuso e sono caratterizzati da micascisti carbonatici di colore grigio plumbeo e brunastri, talora di aspetto lucente a causa della presenza di livelli ricchi in fengite. Di solito si osservano delle evidenti alternanze di livelli carbonatici e livelli fillosilicatici. Questi ultimi, più duttili, sono quelli che meglio hanno registrato le fasi della deformazione alpina. I contatti con gli altri litotipi sono generalmente netti; quello con le masse di pietre verdi è sovente sottolineato da una fascia milonitizzata (cloritoscisti) che manca al contatto con gli gneiss albitici e i micascisti. Nei calcescisti si rinvengono sporadiche masse di marmi grigio-biancastri (**GCC_m**), di metadolomie e marmi dolomitici (**GCC_d**) e di serpentiniti (**GCC_s**). Queste ultime sono molto rare ed affiorano nel versante sinistro della Val Cenischia e nei pressi di Mompantero. Sono caratterizzate da una ben sviluppata fratturazione a da una intensa laminazione. In corrispondenza dei contatti con altri litotipi, passano a serpentinoscisti.

Gneiss albitici a K-feldspato (**GCK**) *e micascisti associati* (**GCF**)

Si tratta degli "Gneiss di Charbonnel", sui quali ci siamo già soffermati. Molto diffusi in Haute Maurienne e nelle Alpi Cozie, nell'area del Foglio "Susa" formano intercalazioni intimamente associate a calcescisti e (raramente) a metabasiti, con spessore variabile da decimetrico a metrico fino talvolta a ettometrico, diffuse soprattutto a Nord-Est dell'abitato di Venàus (versante sinistro Val Cenischia), al Passo Muret (cresta spartiacque Val Susa - Valle di Viù) e a Sud-Est della Cima del Rocciamelone. Uno gneiss leucocratico con porfiroclasti di K-feldspato suggerisce crosta continentale. I lavori più recenti (Pognante, 1980, 1983) descrivono molto dettagliatamente queste intercalazioni gneissiche dal punto di vista petrografico, mineralogico e chimico. Gli gneiss si presentano di colore verdino e sono costituiti da quarzo, albite, mica bianca, rari porfiroclasti di K-feldspato che può contenere relitti di giadeite al suo interno. Il contatto tra gneiss e calcescisti può, talora, essere definito dalla presenza di marmi fillitici di colore grigiastro o da marmi dolomitici; livelli di quarziti di colore verde chiaro con potenza di qualche metro possono associarsi agli gneiss (Rio di Fontana Taversui). I micascisti sono caratterizzati da un colore grigio-verde, sono fortemente scistosi e sono molto diffusi a NE di Susa. I minerali principali sono: quarzo, mica bianca, albite, clorite, clinozoisite, a cui si associano glaucofane, rutilo e granato.

Associati agli gneiss sono stati rinvenuti, in associazione stratigrafica (Pognante, 1983) dei livelli di quarziti ricche in manganese e ferro (*metachert* a Mn-granato, pirosseno egirinico, anfibolo azzurro, piemontite). Secondo Perot-

PROGETTO CARG

TO *et alii* (1983) i livelli gneissici potrebbero rappresentare sia delle intercalazioni detritiche all'interno dei calcescisti (sottili livelli di gneiss e micascisti inclusi entro i calcescisti ricchi in quarzo), sia frammenti deformati e assottigliati di crosta continentale (corpi gneissici di potenza deca-ettometrica). L'ultima ipotesi sembra confermata dall'esistenza di livelli leucocratici, che potrebbero derivare dalla trasposizione di originari filoni aplitici, all'interno degli gneiss.

L'attuale assetto strutturale sarebbe, quindi, il risultato della trasposizione plurichilometrica di alcune parti di uno dei margini continentali del bacino oceanico Ligure-Piemontese, durante le fasi di subduzione della catena alpina.

Micascisti (**GCF**)

Sono rappresentati da micascisti a granato ricchi in ossidi, micascisti filladici di colore grigio scuro e paragneiss. Micascisti e paragneiss sono diffusi soprattutto a Sud della Dora Riparia nei pressi di Mollare dove caratterizzano la parte sommitale di Cresta Brumeri e nei pressi dell'abitato di Arnodera. I micascisti hanno colore grigio-verde con tessitura da foliata a listata, definita dall'alternanza di livelli quarzoso-feldspatici e livelli micacei. I paragneiss sono rocce a grana medio fine di colore bianco-verdastro o grigio, caratterizzate da una tessitura prevalentemente foliata. Sono anche presenti degli gneiss cloritico-albitici di colore verde o grigio verde a tessitura foliata (Bastia, Centrale Idroelettrica dell'ENEL).

All'interno di questa unità sono anche presenti locali intercalazioni di masse basiche e ultrabasiche.

Prasiniti massicce (**GCB**)

Costituiscono il litotipo prevalente in associazione ad anfiboliti e prasiniti listate ed affiorano in prevalenza nel versante sinistro della Val Cenischia (M. Pampalù, Rio Crosiglione), nei pressi del Rio Rocciamelone e del M. Palonetto. Numerose piccole masse di prasiniti a grana fine e di anfiboliti sono presenti sulla strada tra Arnodera e Madonna della Losa (versante destro).

2.3.3. - *Unità Tettonometamorfica del Rocciamelone* (**RC**)

Questa unità forma la zona sommitale del Rocciamelone a partire da q. 2.600 m circa. È costituita da una successione di calcescisti e di soggiacenti marmi a silicati con intercalazioni tettoniche di ofioliti localizzate nella parte basale.

Micascisti carbonatici (Calcescisti s. l.) (**RCS**)

Sono potenti circa 600 m e formano la cima del Rocciamelone. Hanno colore grigio chiaro e forte componente carbonatica che conferisce loro un aspetto massiccio. Caratteristica l'assenza di intercalazioni ofiolitiche. In prossimità della zona basale includono lenti e *boudins* di marmi a silicati. La foliazione principale è generalmente piano-parallela, e meno pervasiva di quella dei calcescisti

PROGETTO CARG

delle altre unità; localmente mostra la presenza di pieghe millimetriche intrafoliali evidenziate da livelletti a prevalente componente carbonatica. I calcescisti sono sovente interessati da numerosi giunti di tensione di dimensioni da decametriche a centimetriche sia aperti che chiusi.

Marmi a silicati (**RMS**)

Rappresentano la parte basale della sequenza con una potenza massima di circa 150 m. Sono ben osservabili nei pressi del Rifugio Cà d'Asti dove formano una bancata che si estende verso Est fino alla cresta dei Brillet verso Nord oltre il Col della Resta nell'alta Valle di Viù, e verso Ovest fino a Sud del Passo della Novalesa. Sono caratterizzati da un colore grigio-giallastro e da un aspetto generalmente massiccio, con evidenti "occhi" di albite porfiroblastica, che talora maschera la foliazione. Questo litotipo ha registrato bene alcune fasi deformative, in particolare quella che ha dato pieghe aperte con asse circa Est-Ovest evidenziate in modo particolare dai livelli più competenti.

Il limite inferiore di questa unità corrisponde al *"piano di scorrimento del Rocciamelone"* come definito da HERMANN (1930) ed è evidenziato localmente da livelli decametrici di marmi dolomitici e brecce tettoniche ("carniole *s.l.*") a cui si associano scaglie ofiolitiche rappresentate da prasiniti ed anfiboliti (**RMS$_b$**). In tali metabasiti sono state segnalate paragenesi in facies scisti blu (crossite-albite-epidoto-acmite e lawsonite-albite-clinozoisite; POGNANTE, 1984).

Per quanto concerne l'interpretazione strutturale, in accordo con PEROTTO *et alii* (1983) si ritiene che questa unità potrebbe rappresentare una copertura di margine continentale scollata dal suo basamento e dai suoi termini basali, durante le fasi della tettonica alpina. È inoltre difficile stabilire se questa sequenza di rocce rappresenti una unità sommitale a sè stante oppure possa essere inglobata nell'unità definita *"Charbonnel-Rocciamelone"* (FUDRAL *et alii*, 1987; DEVILLE *et alii*, 1992).

Per quanto riguarda l'età di sedimentazione, non si può andare oltre l'indicazione di Giurassico-Cretacico.

3. - ORIZZONTI DI SCOLLAMENTO

Orizzonti di scollamento tra unità e complessi a prevalente componente carbonatica sono generalmente marcati dalla presenza di brecce tettoniche a cemento carbonatico (**BCC**) contenenti clasti subangolosi di rocce carbonatiche (marmi e dolomie) e subordinatamente di calcescisti e micascisti. Queste brecce, spesso indicate dagli autori precedenti come "carniole", sono state tenute separate dalle varie unità carbonatiche, in quanto non collocabili stratigraficamente in esse. In Val di Susa i livelli più importanti di brecce tettoniche sono rinvenibili alla base dell'Unità tettonica di Tuas Venezia e associati ai marmi più o meno dolomitici (**IMC** e **IMD**) delle coperture indifferenziate dell'Unità tettonometamorfica Dora-Maira.

PROGETTO CARG

V - COPERTURA PLIOCENICO(?) - QUATERNARIA

Nella cartografia delle formazioni superficiali è stato utilizzato il criterio allostratigrafico; l'"UNITÀ ALLOSTRATIGRAFICA" viene definita (NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1983) come *"a mappable stratiform body of sedimentary rock that is defined and identified on the basis of its bounding discontinuities"*. Conseguentemente, sono state distinte tra loro le successioni di bacini idrografici diversi (UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA); per semplificare, le successioni dei bacini minori sono state riunite in un'unica UNITÀ DEI BACINI TRIBUTARI rimandando per le distinzioni interne ad essa alla CARTA INDICE DEI BACINI TRIBUTARI, riportata in Tav. 1. Tutte le unità deposizionali non vincolate per genesi ed evoluzione alla storia di un singolo bacino sono state raggruppate nelle "UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA".

Accanto alle allounità, conformemente a quanto prevede il codice citato (art. 58, comma f), nei casi in cui non è stato possibile identificare le discontinuità che delimitano una determinata unità litologica, questa è stata definita come UNITÀ LITOSTRATIGRAFICA.

I vari termini introdotti (allogruppi, alloformazioni, allomembri e formazioni) corrispondono a unità informali.

Ad allogruppi sono stati riferiti depositi, perlopiù ridotti in lembi relitti dai processi di rimodellamento, legati al corso d'acqua o al ghiacciaio principale, attribuibili ad un'unica fase erosiva compresa tra due apprezzabili episodi di approfondimento erosivo del fondovalle nel substrato roccioso ed estesa arealmente a gran parte, se non a tutto il bacino. Ad alloformazioni sono stati invece riferiti corpi sedimentari legati geneticamente ad episodi, all'interno di una fase, accompagnati da modesto approfondimento erosionale ed estesa arealmente solo ad una parte del bacino: i depositi delle diverse alloformazioni che costituiscono un allogruppo sono caratterizzati in genere da un grado di evoluzione pedogenetica confrontabile.

PROGETTO CARG

Queste suddivisioni prescindono dall'ottica puramente paleoclimatica, sulla base della quale in passato venivano fatte le distinzioni entro ai depositi quaternari, e si collocano invece in una prospettiva più complessa che introduce tra i fattori dell'evoluzione geologica anche la mobilità sinmorfogenetica (con il conseguente approfondimento erosionale).

Per verificare la correlabilità tra diversi lembi di depositi e stabilire quindi la loro appartenenza alle diverse allounità, sono stati utilizzati i seguenti criteri, in ordine decrescente di importanza:

1) verifica dei loro rapporti geometrico-altimetrici con il sistema di superfici di erosione modellate nel substrato e nelle altre unità (criterio "morfostratigrafico", o di intersezione e/o di sovrapposizione): particolarmente significativa è risultata la ricostruzione dello sviluppo altimetrico virtuale della superficie di appoggio basale dei diversi lembi conservati;

2) confronto del grado di evoluzione pedogenetica;

3) confronto del grado di rimodellamento;

4) correlabilità altimetrica delle forme d'accumulo;

5) correlabilità planimetrica delle forme.

Tra le unità così individuate è stata introdotta la seguente, ulteriore suddivisione:

A. *unità completamente formate*, comprendenti le unità deposizionali non più in rapporto con l'agente fisico da cui hanno preso origine, e che attualmente sono in corso di rimodellamento o sepolte;

B. *unità in formazione*, comprendenti tutte le unità deposizionali i cui processi genetici sono potenzialmente attivi; queste ultime non sono state distinte in base al bacino di pertinenza perché accomunate da un'unica superficie sommitale tuttora in evoluzione.

Si sottolinea che questa distinzione intende precisare unicamente se un determinato episodio, erosivo o deposizionale, si è concluso o meno: essa non comporta quindi alcuna valutazione sul grado di "stabilità geomorfologica": ad esempio un accumulo di frana "completamente formato", cioè non più alimentabile da parte della nicchia di distacco da cui ha preso origine, perché separato da quest'ultima per intervenuti fenomeni di dissezione oppure perché la stessa è stata completamente obliterata dai processi di rimodellamento, può essere alimentato da altre nicchie di distacco o rimobilizzato da fenomeni di scalzamento al piede operati dal reticolato idrografico. Analogamente, i depositi che hanno come espressione morfologica la superficie di un terrazzo fluviale non più raggiungibile neanche negli eventi di massima piena da parte delle acque del corso d'acqua che li ha sedimentati può essere inondabile dal reticolato idrografico affluente o dalle acque ruscellanti del versante che lo sottende.

All'interno delle singole unità sono state poi definite le diverse litofacies. Queste ultime sono state delimitate tra loro secondo i normali criteri stratigrafici, in base all'interpolazione tra i diversi affioramenti.

Partendo da questi presupposti, all'interno dell'area rappresentata nel Foglio

PROGETTO CARG

sono state definite separatamente le successioni dei bacini principali del Cenischia, del Chisone, del Sangone, della media Dora Riparia (cfr. Sezione II), e quelle dei bacini tributari raggruppate in un'unica successione (cfr. Tav. 1 e Fig. 3). Il bacino della Stura di Viù, compreso solo marginalmente nel Foglio, è stato considerato allo stesso rango dei tributari.

L'attribuzione al bacino del Cenischia di quasi tutta la sequenza erosiva glaciale rilevata nella parte bassa del bacino della Dora Riparia è motivata dal fatto che, come già riconosciuto dagli Autori precedenti, la sua alimentazione è avvenuta da questo bacino rispetto al quale il ghiacciaio della media Val di Susa aveva il ruolo di tributario: quest'ultimo, dopo la fase di massima espansione dell'ultima glaciazione (*Last Glacial Maximum*, di seguito LGM), si è ritirato quando nella valle principale persisteva ancora il ghiacciaio della Val Cenischia, trasformando la media Val di Susa in valle sospesa ("gradino di Gravere").

Le due unità più antiche (*Unità del Séguret - La Riposa* e *Unità di Maddalena*) non sono state distinte in base al bacino di alimentazione, poiché per la prima non si hanno ancora dati sufficienti per una sua precisa collocazione spaziale e temporale, mentre per la seconda, in base al significato che assumono i depositi in facies "villafranchiana" in Piemonte dopo la revisione effettuata da CARAMIELLO *et alii* (1996), tale unità non risulta legata ad alcun bacino idrografico alpino.

Non essendo attualmente disponibile una scala cronologica di riferimento per il Quaternario formalmente accettata dalla comunità scientifica internazionale, si precisa che è stata qui adottata quella proposta da RICHMOND (cfr. AIQUA, 1982), modificata, che si riporta di seguito. Tutte le datazioni proposte sono state ricavate da dati pedostratigrafici, calibrati, provenienti da aree esterne al Foglio.

OLOCENE
——————————————— 0.01 m.y.
PLEISTOCENE SUPERIORE
——————————————— 0.13 m.y.
PLEISTOCENE MEDIO
——————————————— 0.73 m.y.
PLEISTOCENE INFERIORE
═══════════════════════ 1.67 m.y.
PLIOCENE

1. - UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE NON DISTINTE IN BASE DEL BACINO DI PERTINENZA

Unità del Séguret-La Riposa (**USR**) (Pliocene? - Pleistocene superiore)

In questa unità litostratigrafica è stato riunito un complesso di brecce calca-

PROGETTO CARG

ree distribuito estesamente, a quote variabili, nella bassa Val di Susa. Si tratta in prevalenza di brecce residuali di processi di dissoluzione avvenuti in tempi diversi; sono costituite da elementi prevalentemente calcareo-dolomitici e subordinatamente di calcescisti e micascisti, in abbondante matrice carbonatica. Gli areali di distribuzione principali sono le dorsali di La Riposa e di Tuas Venezia, sul versante meridionale del M. Rocciamelone e le regioni Punta Falconera e Alpe Crest, sul versante sinistro della Val Cenischia; sono attribuibili a questa unità anche corpi osservati, ma non cartografati per la loro ridotta estensione, presso il Colle Sabbione (spartiacque tra Val Chisone e Val di Susa).

Questi depositi costituiscono corpi tabulari o lenticolari, di spessore da metrico a decametrico, sviluppati entro o ai margini di ammassi rocciosi carbonatici, in prossimità del contatto, stratigrafico o tettonico, con unità del substrato roccioso caratterizzate da scarsa permeabilità (quarziti, metapeliti, calcescisti, ecc.). Questa litofacies è stata recentemente interpretata (CARRARO & MARTINOTTI, c.p.) come il prodotto residuale di processi di corrosione indotti nelle rocce carbonatiche del substrato da acque selenitose derivate dalla corrosione, sempre in profondità, di gessi; ad esse sono infatti spesso associati gessi, o è comunque possibile postularne l'originaria presenza.

Un'altra litofacies, difficilmente distinguibile dalla precedente, è data da brecce di natura detritica, che si rinvengono in genere in intima associazione con quelle residuali. Ad esse si alternano localmente calcareniti, talora con strutture sedimentarie di trazione. Entrambe vengono interpretate come legate geneticamente alla stessa successione di fenomeni che hanno dato luogo alle brecce residuali, in seguito rielaborate e risedimentate, talora entro a specchi d'acqua, ad opera di un reticolato idrografico o da fenomeni gravitativi prevalentemente in cavità ipogee.

Nella cartografia geologica precedente entrambe queste litofacies, dove rilevate, erano state interpretate come "carniole", vale a dire evaporiti di età triassica. La loro non corretta identificazione è dovuta alla diffusa imbibizione che interessa i due tipi di deposito da parte di soluzioni carbonatiche giallastre, di aspetto vacuolare, che rendono del tutto simile il loro aspetto a quello delle "carniole" *s.s.* Che non si tratti di rocce mesozoiche appare però evidente dalla frequente presenza, tra i clasti, di rocce a metamorfismo e a deformazione alpini (calcescisti, prasiniti, ecc.).

Cronologicamente queste litofacies abbracciano, secondo ogni evidenza, un intervallo di tempo molto lungo: l'inizio della loro formazione deve corrispondere al momento in cui l'ammasso roccioso è venuto a contatto, per la prima volta, con acque freatiche selenitose: la frequente inversione di rilievo, cui morfologicamente danno luogo là dove costituiscono rilievi a torre o a focaccia è un elemento coerente con questa ipotesi. Si è perciò proposta, dubitativamente, un'età massima pliocenica[1]. Questo tipo di processo è potenzialmente ancora in

[1] Dopo la stampa della "copia di prova" delle presenti note (Litografia Geda, Torino, 1999) l'analisi palinologica di alcuni campioni eseguita da L. Cattani dell'Università di Bologna ha portato all'identificazione di palinomorfi tardo-pliocenici – pleistocenico-inferiori.

PROGETTO CARG

atto, anche se presumibilmente i suoi prodotti non sono ancora osservabili in superficie.

La formazione è perciò sicuramente policronologica: i rapporti geometrici che mostra con gli altri termini della successione di copertura confermano tale interpretazione.

Depositi di origine simile sono stati segnalati in passato, al di fuori dell'area del Foglio, in Valle d'Aosta (DEBENEDETTI & TURI, 1975) ed al Colle del Moncenisio (BARETTI, 1893).

Unità di Maddalena (**UMA**) (Pleistocene inferiore)

È conservata unicamento allo sbocco nell'alta pianura della Val Sangone, dove è costituita da sabbie medio-fini, limoso-argillose, e da subordinati limi di colore grigio chiaro con stratificazione piano-parallela in livelli di spessore compreso tra qualche centimetro e qualche decimetro (**UMA**$_{e2}$). Nell'affioramento in località Maddalena sono state individuate da G. COLLO (c. p.) lenti con abbondanti resti vegetali; le analisi polliniche, effettuate da A. ZEME, hanno fornito indicazioni di ambiente climatico sostanzialmente freddo; cronologicamente, tra i raggruppamenti floristici di significato vegetazionale-ambientale-stratigrafico proposti nella recente revisione del significato dei depositi "villafranchiani" in Piemonte (CARAMIELLO *et alii*, *op. cit.*), rientrano nel Gruppo E ("gruppo ad elementi terziari relitti") di età pleistocenica inferiore.

La superficie di appoggio basale dell'unità non è visibile, ma è secondo ogni evidenza erosiva, modellata nel substrato cristallino.

La superficie di accumulo non è conservata ma doveva certamente estendersi più in alto di 800 m s.l.m., quota massima alla quale sono attualmente preservati i depositi. La superficie che la delimita attualmente verso l'alto è erosiva, di natura fluviale; il suo modellamento è stato accompagnato dalla dissezione dei depositi.

Questi costituiscono due lembi, in località Maddalena - San Filippo e presso Castagna, quest'ultimo non cartografabile date le piccole dimensioni. Altri lembi di depositi riferibili alla stessa unità, sono conservati, al di fuori dell'area del Foglio, sempre allo sbocco della Val Sangone, in corrispondenza dell'abitato di Biellese e nel settore compreso tra Cassina e Pianca (Giaveno).

Unità ubiquitarie (**UIN**) (Pleistocene superiore - Olocene)

In questo gruppo sono state riunite alcune unità litostratigrafiche individuate, nella successione stratigrafica, in base ai loro caratteri interni: si tratta cioè di corpi sedimentari, non necessariamente delimitati da discontinuità, che hanno comunque una loro individualità ben definita (BINI, 1997). Sono costituite da depositi gravitativi (**UIN**$_{a1}$), di origine mista (**UIN**$_{i}$), lacustri (**UIN**$_{e2}$), palustri (**UIN**$_{e4}$) e travertinosi (**UIN**$_{f1}$).

Accumuli gravitativi (**UIN**$_{a1}$). Nell'area compresa nel Foglio sono presenti numerosi accumuli gravitati, molto diversificati tra loro per caratteristiche

PROGETTO CARG

interne e meccanismo genetico. In base ai rapporti con i depositi glaciali, mostrano, nel complesso, di essere stati deposti successivamente o contemporaneamente alle ultime fasi di ritiro locale.

Nel F° 55, "Susa", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1910) sono stati indicati parte come *"morene würmiane, postwürmiane e recenti"* e parte come substrato roccioso in posto.

Alcuni accumuli sono costituiti prevalentemente da *diamicton matrix-supported* con matrice limoso-sabbiosa, non addensata, e scheletro in proporzioni molto variabili, formato da ciottoli e massi angolosi eterometrici, derivati dalla rielaborazione di altre formazioni superficiali o di substrato. Altri sono caratterizzati dalla presenza di clasti e massi eterometrici, angolosi, spesso di grande taglia, presentano tessitura da *open work* a *partially open work* e sono privi di classazione.

Mentre gli accumuli gravitativi eterogenei risultano essere lagati a fenomeni di fluidificazione della copertura quaternaria e della coltre detritico-colluviale od a fenomeni di tipo complesso, coinvolgendo porzioni di substrato intensamente fratturato, gli accumuli a grossi blocchi sono riconducibili a meccanismi di ribaltamento e crollo oppure a fenomeni roto-traslativi.

Val di Susa - I principali accumuli gravitativi sono così localizzati (cfr. Fig. 2):

- serie di accumuli gravitativi (1÷5) legati geneticamente alla faglia di Valgioie presenti nel settore a Nord di Condove (cfr. capitolo 5 – Sezione VI). Dell'accumulo 5, costituito da un insieme di blocchi di serpentiniti e di prasiniti con subordinati gneiss e calcari, dà notizia CAPELLO (1941): un manoscritto anonimo, citato dall'Autore, documenta che il dissesto si è verificato nel 1.450 a.D.

- tre accumuli di forma allungata (9÷11), costituiti da blocchi angolosi di serpentiniti, che mascherano altrettanti apparati glaciali conservati nel settore tra il M. Civrari e P. Grifone; in base all'espressione morfologica ed ai rapporti con le nicchie di distacco sono stati interpretati come accumuli di crollo con successivo trasporto glaciale e pertanto cronologicamente contemporanei alla formazione degli apparati stessi che mascherano.

- tre accumuli gravitativi (15÷17), formati da massi prasinitici e serpentinitici localmente con dimensioni di alcune centinaia di metri cubi presenti a SE della Grand Uia; cronologicamente sono successivi al ritiro della massa glaciale locale. Geneticamente sono collegabili alla DGPV che interessa estesamente questo tratto di versante.

- tre accumuli (18÷20) formati da elementi angolosi e da ciottoli arrotondati di origine glaciale, localmente con elevata cementazione, presenti nella parte media del bacino del Prebech; alcune porzioni risultano rimobilizzate (MORTARA, 1975). Cronologicamente sono successivi al ritiro degli apparati glaciali locali. Geneticamente sono collegabili alla DGPV, che interessa estesamente questo tratto di versante.

- serie di accumuli (35÷41), costituiti da litologie locali, conservati nel setto-

PROGETTO CARG

re sud-occidentale del Foglio, alla base delle pendici dell'Orsiera, tra Rocca Nera e Colle delle Finestre; questi presentano talora, nella parte frontale, una morfologia a festoni (*rock glaciers*); la loro età risulta successiva al ritiro degli apparati glaciali locali.

- numerosi accumuli gravitativi (27÷35 e 47÷50) presenti sul versante destro della bassa Val di Susa; la loro morfologia articolata, suggerisce la natura complessa della messa in posto e lo stretto legame genetico con i fenomeni di DGPV che interessano estesi settori del versante a cavallo dello spartiacque tra la Val Chisone e la Val di Susa e tra quest'ultima e la Val Sangonetto. In maggior parte questi accumuli sono ricchi di matrice fine, mostrando di derivare da parziali rielaborazioni di depositi glaciali; la loro età è in prevalenza posteriore al ritiro dei ghiacciai locali. Gli accumuli presso Piano dei Crosas (27 e 28) sono formati, da elementi che talora raggiungono dimensioni di alcune centinaia di metri cubi; la loro ubicazione indica una loro relazione genetica con la DGPV che interessa estesamente il versante a monte. Particolarmente estesi gli accumuli localizzati presso l'abitato di Città (48), Alpe Piansignore (49) e M. Salancia (50), caratterizzati da elevato rimodellamento; questi sono stati interpretati ultimamente come *rock slump* (Antonucci, 1989; Giardino & Baggio, 1997).

Val Chisone - Sul versante sinistro della media valle del Laux sono stati riconosciuti due distinti corpi d'accumulo affiancati, riuniti in carta (74), costituiti da blocchi eterometrici di calcescisti. Cronologicamente sono successivi al ritiro degli apparati glaciali locali.

- Meno facilmente delimitabili, perché fortemente rimodellati e non sempre distinguibili con certezza dal substrato disarticolato, i corpi d'accumulo (73) nel settore di versante tra Usseaux e Pourrières, interessato da un'estesa DGPV (già interpretati complessivamente come una "paleofrana" da Carraro & Forno, 1981). I fenomeni deformativi mostrano di aver condizionato l'evoluzione recente dell'area con una certa continuità e per un intervallo di tempo piuttosto lungo: da un lato i dati raccolti sembrano suggerire che almeno una parte dei corpi d'accumulo sia precedente alla espansione glaciale alla quale sono legate le morene della frazione Laux, dall'altro prove evidenti che la deformazione è attualmente in evoluzione sono rappresentate dagli sprofondamenti osservabili ad Ovest degli alpeggi di Montagne d'Usseaux (quota 1.740 m) e, in forma più dubitativa, dalle due depressioni simmetriche visibili in corrispondenza del fondovalle, a quota media 1.050 m, interpretabili come segmenti di una unica depressione chiusa di origine gravitativa smembrata dall'incisione del T. Chisone.

- A Est di Depot, distinti fenomeni gravitativi (67÷69), alcuni dei quali ridotti a causa di meccanismi di rimozione attivi lungo il versante.

Gli altri accumuli gravitativi sono caratterizzati da una elevata eterogeneità: oltre ad elementi angolosi, contengono una frazione fine che deriva prevalentemente dalla rielaborazione di altri depositi di copertura; in qualche caso si è riscontrata la presenza di ciottoli sfaccettati e levigati, costituiti da litotipi "esotici" rispetto al locale substrato, evidentemente ereditati da depositi glaciali.

PROGETTO CARG

Depositi di origine mista (**UIN_i**). Sono costituiti da *diamicton*, con tessitura da *open-work* a *partially open-work*, a grossi elementi rocciosi; sono stati interpretati come accumuli di valanga con intercalati depositi torrentizi e di *debris flow*. Un caso rappresentativo si ha presso Grangetta (Condove); in regione Alpe Sevine (Mompantero) un deposito di questo tipo rielabora parzialmente originari depositi glaciali.

Depositi lacustri s. l. (**UIN_{e2}**). Riconoscibili per l'espressione morfologica perfettamente pianeggiante e per la diffusa presenza di vegetazione idrofila, corrispondono in genere al prodotto di interrimento molto recente di piccoli bacini. In relazione alla loro età e quindi all'assenza di ogni tipo di rimodellamento, pochi sono gli affioramenti: si possono citare quelli presso l'abitato di Vallone (Mattie), dove, sopra depositi ghiaiosi, si ha una sequenza costituita da una bancata metrica di sabbie massive, molto classate, sovrastata a sua volta da limi argillosi con stratificazione orizzontale piano-parallela, ritmica (potenza 7 m), passanti a loro volta verso l'alto a sabbie e a limi ben stratificati (di potenza metrica), ricchi di frustoli vegetali e di bivalvi di acqua dolce.

I ripiani terrazzati di Tanze-Vallone, di Scotto e di Giordani rappresentano l'espressione morfologica di altrettanti corpi di sedimenti lacustri; alcuni di questi sono stati segnalati da SACCO (1948) e indicati come *"laghetti a sbarramento roccioso o morenico o misto ... alluvionali"*.

Depositi lacustri sono inoltre presenti nei settori di testata dei bacini tributari della Dora, impostati nel massiccio dell'Orsiera-Rocciavré e nell'Albergiàn, a colmare conche di sovraescavazione glaciale e depressioni all'interno di archi morenici; esempi alla Bergeria dell'Orsiera, all'Alpe Piano delle Cavalle, al Lago del Laou e al Lago dell'Albergiàn.

Depositi palustri (**UIN_{e4}**). A questo gruppo sono stati riferiti depositi, costituiti da torbe soffici di colore nero e di spessore metrico, come quelli affioranti lungo la strada Mattie-Frais a 1.360 m e presso la Bergeria del Cristove. Questi depositi corrispondono alla fase di interrimento eutrofico finale di piccoli bacini lacustri, formatisi durante le fasi di ritiro dei ghiacciai rispettivamente del R. Gelassa e Rio Cristove.

Depositi travertinosi (**UIN_{f1}**). Si tratta, in genere, di sedimenti simili ai travertini in formazione (cfr. capitolo 3), la transizione ai quali è in molti casi di difficile localizzazione; nella carta sono stati rappresentati gli areali più significativi, privilegiando quindi i travertini in formazione rispetto a quelli completamente formati. Si segnalano infine corpi di estensione molto limitata, non cartografabili, costituiti da concrezioni carbonatiche colonnari (speleotemi) riconosciuti a Ovest dell'abitato di Susa, in corrispondenza di fratture, estese e beanti, nei calcescisti.

PROGETTO CARG

2. - UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

Come già accennato nell'introduzione della Sezione V, in carta sono state distinte tra loro le successioni dei bacini principali del Cenischia, del Chisone, del Sangone, della media Dora Riparia e quelle dei bacini tributari, raggruppate queste ultime in un unico complesso informale (cfr. Fig. 1).

2.1. - Bacino del Sangone

L'evoluzione quaternaria del Bacino del Sangone, ricostruibile in base ai depositi e alle forme conservati, copre l'intervallo di tempo compreso tra la parte superiore del Pleistocene inferiore e l'Olocene.

I depositi più antichi corrispondono ad un importante episodio di natura fluviale (*Allogruppo di Fornello*), i cui prodotti sono distribuiti entro alle incisioni modellate in parte entro all'*Unità di Maddalena* (cfr. *supra*); questi depositi sono caratterizzati da condizioni di energia decisamente superiori rispetto a quelli dell'*Unità di Maddalena*, e erano stati indicati in precedenza come *"Diluvium antico"* (F° 55, "Susa", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, 1910) o più semplicemente come *"Diluvium"* (Sacco, 1928b). L'età pleistocenica inferiore è desumibile dal loro elevato grado di evoluzione pedogenetica, profondamente alterati in tutto il loro spessore (colore 10R nelle Munsell Soil Color Charts).

Separati dai precedenti da una importante superficie di erosione che elide parte del Pleistocene inferiore e tutto il Pleistocene medio, come termine successivo della successione locale si rinviene un complesso di depositi glaciali e fluvioglaciali (*Allogruppo di Coazze*). Il termine più antico (*Alloformazione di Galleana*) che, per grado di conservazione dell'espressione morfologica originaria e per i rapporti che indirettamente mostrano con termini del contiguo Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana, può essere ascritto all'LGM; si tratta di *till* e di depositi fluviali e/o fluvioglaciali, la cui sedimentazione, nella parte finale, mostra di essere stata condizionata dall'evoluzione del contiguo Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana.

Gli Autori precedenti hanno invece ritenuto questi depositi di età molto antica: Sacco (1928b) li riferisce alla prima glaciazione; il F° 55, "Susa", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1910) li indica parte come *"Diluvium antico"* e parte come *"morene antiche (prewürmiane) ferrettizzate o non"*; infine Petrucci (1970) li interpreta come depositi glaciali *"mindeliani"*.

L'assenza o comunque la non rilevabile presenza di depositi del Pleistocene medio è verosimilmente imputabile alle buone condizioni di deflusso che il Sangone (sistema ghiacciaio+fiume) doveva avere nel settore distale dell'incisione valliva nel corrispondente intervallo di tempo, durante il quale le cerchie laterali destre dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana non erano ancora giunte ad interferire con il suo corso, come è avvenuto invece nel Pleistocene superiore, du-

PROGETTO CARG

rante la deposizione dell'*Alloformazione di Galleana*, quando il ghiacciaio della Val di Susa - Val Cenischia giunse ad ostruire lo sbocco della Val Sangone.

Lo sbarramento che ne seguì determinò la formazione di un livello di base locale che controllò per lungo tempo l'evoluzione della Val Sangone nelle diverse espansioni del ghiacciaio locale, confinate tutte all'interno dell'incisione. I rapporti tra le diverse unità riconosciute nel tratto terminale della Val Sangone indicano che in questo intervallo di tempo il ghiacciaio non approfondì mai il proprio letto o lo approfondì molto poco: i depositi glaciali e fluvioglaciali legati alle diverse espansioni del Pleistocene superiore si sovrapposero direttamente sui depositi dell'*Allogruppo di Fornello*, che furono asportati solo in minima parte.

Il punto di massima avanzata della fronte glaciale è collocabile presso l'abitato di Coazze, dove si riconoscono le tracce di un piccolo apparato morenico frontale "affogato" da depositi fluvioglaciali più recenti. A valle sono stati rinvenuti soltanto depositi fluvioglaciali: il limite preciso tra i due tipi di depositi non è però ben localizzabile, perché, come ricordato, entrambi sono in gran parte mascherati dai depositi fluvioglaciali più recenti.

L'avanzata del ghiacciaio locale fino all'altezza dell'abitato di Coazze è suffragata dal rinvenimento, in località Santuario, di una associazione di facies, costituita da depositi glaciolacustri e lacustri, interpretabili come il prodotto di aggradazione di un originario *ice dammed lake* alimentato dalla Valle del T. Ollasio.

Nel settore medio-alto del bacino del Sangone il ghiacciaio pleistocenico superiore della Val Sangone prendeva origine dalla confluenza di più lingue glaciali ospitate nelle Valli del T. Sangonetto, del Ricciavrè, della Balma, del Meinardo, oltre a quella di pari dimensioni che scendeva dalla testata della valle principale.

Sempre al Pleistocene Superiore è ascrivibile la successione di cerchie moreniche concentriche (Madonna di Lourdes), attualmente smembrate in una serie di monconi, formatesi nei successivi stadi di ritiro dell'ultima glaciazione. Correlabili geneticamente e cronologicamente con queste, sono i depositi fluvioglaciali di esiguo spessore, conservati nella parte bassa del bacino del Sangone, sovrapposti in parte ai depositi dell'*Alloformazione di Galleana*.

All'interno della successione descritta sono state distinte unità geneticamente riferite ora alla Valle del Sangone (*Alloformazione del Sangone*) ora ai bacini tributari (*Complesso dei bacini tributari*).

Porzioni di piccole cerchie, soglie glaciali e laghetti intermorenici sono ben riconoscibili nella valle del T. Balma - Ricciavrè e del T. Rocciavré; non è invece altrettanto ben percepibile l'originaria presenza di un ghiacciaio nella parte alta della Val Sangone. Il settore destro della testata di questa valle è caratterizzato da un'ampia conca i cui versanti mostrano un'inclinazione minore nel settore compreso tra i 1.600 e i 1.700 metri, mentre al di sotto dei 1.600 metri i versanti mostrano pendenza molto maggiore e sono solcati da numerose incisioni di primo ordine.

L'evoluzione del bacino della Val Sangone si conclude con un episodio fluviale, caratterizzato da depositi ghiaiosi in matrice sabbioso-limosa, passanti verso l'alto a sabbie limose (*Alloformazione di Ponte Pietra*).

PROGETTO CARG

Di seguito vengono riportati i caratteri più significativi delle diverse unità cartografate.

2.1.1. - *Allogruppo di Fornello* (**AFO**) (Pleistocene inferiore)

É costituito da depositi *clast-supported*, formati da ghiaie ciottolose e massi immersi in matrice sabbioso-argillosa (**AFO_b**); il grado di addensamento è medio-alto. I ciottoli e i massi sono prevalentemente arrotondati o subarrotondati, più raramente subangolosi ed angolosi, da molto a completamente alterati. La loro natura litologica indica un'alimentazione da tre bacini diversi: Sangone (gneiss, micascisti e metagabbri), Rio Taonera e Rio Ollasio (gneiss minuti, micascisti e scisti grafitici). Le caratteristiche sedimentologiche mostrano che questi depositi costituivano estesi e potenti conoidi coalescenti, con intercalate facies tipo *debris flow* e di bassa energia.

Sui depositi si sviluppa un suolo con indice colore 10 R (Munsell Soil Color Charts); in Piemonte, in base alla calibratura su dati paleomagnetici (Carraro *et alii*, 1991), questo tipo di suolo caratterizza formazioni collocabili nella parte del Pleistocene inferiore immediatamente precedente la prima espansione glaciale quaternaria di cui sono note le tracce. L'evoluzione dell'*Allogruppo di Fornello* ha prodotto potenti depositi di versante, affioranti in corrispondenza della cava dismessa di Fornaci e presso la Cascina Fornello, costituiti da sabbie limose.

2.1.2. - *Allogruppo di Coazze* (Pleistocene superiore)

Alloformazione di Galleana (**AGE**) (Pleistocene superiore)

In questa unità sono stati riuniti depositi di origine glaciale (**AGE_{c1}**) e depositi di origine fluviale e/o fluvioglaciale (**AGE_b**), oltre a depositi glaciolacustri (**AGE_{e2}**); la superficie di appoggio basale sui depositi dell'*Unità di Maddalena* è visibile lungo il corso del Rio Ollasio, a quota 655 m e presso la località Fornello, a quota 645 m; come già ricordato, la superficie sommitale è quasi completamente sepolta dalla successiva *Alloformazione del Sangone*.

I depositi glaciali sono costituiti da *diamicton* massivo, a matrice sabbioso-limosa, conservati in ridotti lembi con potenza di pochi metri o sono rappresentati da "morenico scheletrico sparso"; i trovanti sono per lo più di metagabbri.

I depositi fluviali e/o fluvioglaciali sono costituiti da *diamicton* in matrice sabbiosa, con clasti subequidimensionali del diametro medio di 5÷40 cm, disposizione da caotica a poco isoorientata e basso grado di alterazione. Affiorano nella scarpata che delimita la superficie terrazzata su cui sorgono gli abitati di Galleana e Coazze. Su questa successione si sviluppa un suolo caratterizzato da un indice di colore 7,5 YR attribuibile per correlazione (Carraro *et alii*, op. cit.) al Pleistocene superiore.

Eteropico nei confronti dei precedenti è un complesso di depositi glaciolacu-

PROGETTO CARG

stri affiorante lungo il Rio Ollasio: la sequenza è caratterizzata da un'associazione di depositi fluviali e glaciolacustri con potenza visibile massima di 15 m. Si riconosce un'alternanza di sabbie limose e di limi sabbiosi con livelli di sabbie medio-grossolane; nella parte basale e centrale della successione si rilevano deformazioni glaciotettoniche. Entro alcuni livelli di sabbie limose sono stati rinvenuti orizzonti torbosi e livelli ricchi di frustoli vegetali. Nella parte basale della sequenza sono presenti ghiaie ciottolose eterometriche a matrice sabbioso-ghiaiosa *matrix-supported*. In base alla natura dei ciottoli, formati da "micascisti argentei" e da subordinati gneiss, si può ritenere che questi depositi siano geneticamente legati al bacino del Rio Ollasio. Il corpo sedimentario è profondamente dissecato dal Rio Ollasio e dai suoi affluenti.

Alloformazione del Sangone (**AFS**) (Pleistocene superiore)

Comprende i depositi glaciali (**AFS_{c1}**) legati geneticamente al bacino del Sangone, come indicano la natura dei clasti e l'ubicazione dei lembi relitti, nonché i depositi fluviali (**AFS_b**) conservati nella parte bassa della valle.

I depositi glaciali sono costituiti da *diamicton* massivi *matrix-supported* con grado di addensamento medio-basso; contengono elementi subangolosi (metagabbri e serpentiniti), non alterati, in matrice ghiaioso-sabbioso-limosa di colore bruno chiaro; nella prima edizione del F° 55, "Susa", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1910) questi depositi sono indicati come *"morene würmiane, postwürmiane e recenti"*.

Lembi sono conservati nell'alta Val Sangone, a monte dell'abitato di Ceresey. Dal fianco destro della valle si diparte un argine morenico lungo circa 500 metri e alto circa 90 metri; la superficie di appoggio basale è parzialmente visibile a quota 1.275 m.

L'originario corpo di accumulo è stato profondamente dissecato dal Rio Costabruna e dal reticolato idrografico epigenetico; l'originaria morfologia è difficilmente ricostruibile poiché in parte sepolta da abbondante detrito di falda.

I depositi fluviali sono costituiti da ghiaie ciottolose eterometriche *clast-supported*, non alterate; gli elementi sono arrotondati, di dimensioni mediamente pluridecimetriche e talora possono raggiungere il metro; le litologie prevalenti sono gneiss occhiadini, metagraniti porfirici, gneiss minuti e subordinati micascisti e serpentiniti. Questa litofacies è cartografata nel F° 55, "Susa", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1910) come *"alluvioni terrazzate"*.

La superficie di appoggio basale di questi depositi affiorava, in corrispondenza ad alcuni sbancamenti artificiali, in località Sangonetto a circa 1.215 m di quota; è stata inoltre incontrata da un sondaggio meccanico in regione Ponte Pietra.

La superficie di accumulo originaria, su cui sorge l'abitato di Coazze, è molto rimodellata in quanto profondamente incisa dal T. Sangone e dai suoi tributari minori o coperta da prodotti colluviali.

Alloformazione di Ponte Pietra (**APO**) (Olocene).

Poichè l'area coperta dai rilevamenti non copre l'intero bacino, si è preferito

PROGETTO GARG

riunire il complesso di depositi postglaciali in un'alloformazione piuttosto che in un allogruppo. È costituita da depositi fluviali (**APO_b**) formati da ghiaie sabbiose in matrice sabbioso-limosa, con ciottoli non alterati e suolo bruno di spessore per lo più inferiore al metro.

2.2. - Bacino del Chisone

L'evoluzione quaternaria del settore del bacino del Chisone compreso nel Foglio, ricostruibile in base ai depositi e alle forme conservati, copre l'intervallo di tempo compreso tra la parte bassa del Pleistocene medio e l'Olocene.

Al primo episodio conservato (*Alloformazione di Roreto*), di natura fluviale, è stato riferito un unico lembo, fortemente rimodellato, non noto in precedenza, localizzato in prossimità del limite meridionale del Foglio. Depositi a questo correlabili, conservati nel tratto medio-inferiore della Val Chisone, mostrano condizioni di affioramento nettamente migliori. Questi sono stati assimilati al *"Diluvium antico"* da Franchi & Novarese (1895) e successivamente cartografati come *"morene antiche"* nel Foglio 67, "Pinerolo", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1913).

In base alla litofacies e alla posizione stratigrafica, tali depositi sono stati recentemente reinterpretati (Giraud, 1985; Sereno Regis, 1985) come lembi relitti di conoidi fortemente dissecate, attribuibili, sulla scorta del grado di evoluzione pedogenetica, alla parte inferiore del Pleistocene medio.

Il termine successivo della sequenza è costituito da depositi glaciali, prevalentemente rappresentati da massi ereditati da depositi più recenti e subordinatamente da depositi in posto; il lembo situato più a valle è stato riconosciuto presso Villaretto. Questi non vengono mai in rapporto diretto con l'*Alloformazione di Roreto*: si può assumere che il loro teorico punto di contatto sia ubicato all'incirca all'altezza di Roure, in quanto già tre chilometri più a valle i depositi fluviali dell'*Alloformazione di Roreto* costituiscono corpi che occupano gran parte della sezione valliva.

Da tali considerazioni si evince che la Val Chisone ha avuto un glacialismo sicuramente non confrontabile con quello della vicina Val di Susa: anche nella loro massima espansione le masse glaciali che l'hanno occupata non hanno oltrepassato il tratto mediano della valle. Inoltre, come ricordato nella sezione II, i lembi di depositi glaciali riconosciuti nell'incisione valliva principale sono costituiti da clasti che indicano la loro provenienza da ghiacciai laterali, mentre, né nell'ambito del Foglio "Susa", né nel contiguo "Bardonecchia", sono stati riconosciuti depositi riferibili con sicurezza ad un ghiacciaio assiale: le tracce glaciali riconosciute in Val Chisone sembrano perciò riconducibili a lingue provenienti dai valloni laterali, le quali avrebbero localmente raggiunto il fondovalle principale a formare un corpo unitario; gli apporti dei singoli tributari con ogni probabilità sono variati nel tempo anche in relazione a fattori di ordine locale. In altre parole la Val Chisone sembra non aver mai ospitato un ghiacciaio regionale ma

PROGETTO CARG

solo masse glaciali coalescenti, formate per apporto laterale. Tale situazione appare in accordo con l'assenza di un circo alla testata della valle principale: la Val Chisone prende infatti origine dalla sella del Sestriere (2.033 m), sensibilmente più bassa delle cime in cui appaiono articolati i due spartiacque laterali.

Per tale motivo i depositi glaciali della Val Chisone sono stati riferiti al *Complesso dei bacini tributari*. Cronologicamente questi vengono attribuiti per inquadramento, nel loro complesso, al Pleistocene superiore in quanto i dati disponibili non consentono una cronologia più dettagliata. Alcuni indizi, legati essenzialmente allo stato di conservazione e alla distribuzione plano-altimetrica, sembrano suggerire all'interno di questi ultimi la presenza di almeno due distinte espansioni glaciali.

In particolare all'LGM possono tentativamente essere riferiti lembi di modesta estensione, nella maggior parte dei casi profondamente rimodellati, conservati come "morenico scheletrico sparso" o come massi erratici isolati a quota leggermente superiore rispetto all'attuale fondovalle o entro a valli tributarie, dove sono localizzati in posizione esterna rispetto agli apparati ben conservati, riferibili alla fase di ritiro.

All'LGM sono anche stati attribuiti lembi discontinui, (non indicati nel Foglio 55, "Susa", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000), generalmente di difficile interpretazione a causa dell'elevato grado di rimodellamento, distribuiti in prevalenza lungo il versante sinistro della valle principale a quote variabili fra i 1.350 e i 1.050 m. I depositi sono generalmente conservati in corrispondenza a modeste rotture di pendenza in roccia, sospese mediamente di un centinaio di metri sul fondovalle attuale, osservabili ad esempio a Nord dell'abitato di Fenestrelle e lungo la dorsale del Forte San Carlo.

I lembi meglio riconoscibili sono conservati verso valle fino all'altezza dell'abitato di Mentoulles; nel tratto inferiore dell'incisione valliva compreso nel Foglio sono stati osservati esclusivamente massi erratici, di origine locale, "imballati" nei conoidi dei tributari di sinistra: questa situazione potrebbe suggerire che il modellamento glaciale di questo settore di valle, responsabile della quasi totale obliterazione dei più antichi apparati di conoide, sia legato al glacialismo dei bacini provenienti dal gruppo Orsiera-Rocciavré.

In una fase glaciale successiva, caratterizzata da uno sviluppo più ridotto, le lingue glaciali avrebbero raggiunto solo in pochi casi il fondovalle principale, abbandonando depositi in prossimità degli sbocchi dei tributari laterali, come si osserva ad esempio alla confluenza nel Chisone del Rio Cristove.

In seguito nelle valli secondarie si formarono depositi legati agli stadi di ritiro delle masse glaciali, mentre agli sbocchi vallivi andavano formandosi potenti apparati di conoide, quali si possono osservare, ad esempio, allo sbocco dei bacini impostati nel gruppo Orsiera-Rocciavrè, attualmente terrazzati.

Nell'ambito dei fenomeni responsabili del modellamento recente dei versanti, risultano di notevole importanza i processi gravitativi, ampiamente diffusi soprattutto nell'areale di affioramento dei calcescisti. In particolare, il fenomeno già segnalato da Carraro & Forno (1981) in corrispondenza del tratto di valle

PROGETTO CARG

a monte di Fenestrelle, interpretabile come una DGPV tuttora in evoluzione, risulta aver condizionato l'evoluzione dell'intera area, determinando significative modificazioni del livello di base locale su un lungo intervallo di tempo, probabilmente a partire almeno dal Pleistocene superiore.

Di seguito vengono riportati i caratteri più significativi dell'unica unità riconosciuta, in attesa della ricostruzione dell'intera successione presente nel bacino.

Alloformazione di Roreto (**ROR**) (Pleistocene medio)

I depositi riferiti all'*Alloformazione di Roreto* sono stati riconosciuti in un lembo in sinistra del T. Chisone ad un'altezza di circa 200 m sul fondovalle attuale. Sono costituiti da ghiaie ciottolose *clast-supported* in matrice sabbioso-argillosa con clasti di dimensioni massime pluridecimetriche che si presentano da arrotondati a subarrotondati (**ROR_b**). L'insieme del deposito è caratterizzato da un grado di alterazione da medio ad elevato, che ne riduce la resistenza al taglio.

I caratteri sedimentologici indicano un ambiente ad elevata energia di tipo torrentizio, e la composizione litologica dei clasti (prevalenza di micascisti, gabbri e serpentiniti) suggerisce una provenienza locale (gruppo Orsiera-Rocciavrè). Tale lembo è stato pertanto interpretato come relitto di un antico conoide del Rio della Balma, per il resto completamente obliterato.

L'analogia di facies con depositi riconosciuti nella vicina Val Pellice e i caratteri pedostratigrafici, considerato anche che nel tratto terminale della Val Chisone un'analoga sequenza sembra mostrare rapporti di sovrapposizione nei confronti di depositi lacustri attribuiti da Collo (1996) al Pleistocene inferiore, suggeriscono una attribuzione dell'unità alla parte bassa del Pleistocene medio.

2.3. - Bacino del Cenischia

Come già accennato nell'introduzione della Sezione V, si è attribuita al bacino del Cenischia gran parte della sequenza di depositi glaciali riconosciuta nella parte inferiore del bacino della Dora Riparia (bassa Val di Susa): questa scelta è motivata dal fatto che, come già riconosciuto dagli Autori precedenti, la sua alimentazione è avvenuta da questo bacino rispetto al quale il ghiacciaio della media Val di Susa aveva il ruolo di tributario. A quest'ultimo è stata attribuita quindi la sola sequenza riscontrata nel corrispondente settore vallivo, in accordo con l'interpretazione seguita nel contiguo Foglio 132-152-153, "Bardonecchia".

L'evoluzione quaternaria di questo bacino, ricostruibile in base ai depositi e alle forme conservati, copre l'intervallo di tempo compreso tra la parte superiore del Pleistocene medio e l'Olocene.

Il rilevamento ha consentito di stabilire che i depositi glaciali conservati in questo settore vallivo non sono riferibili ad un'unica espansione glaciale, come proposto dagli Autori precedenti (eccezion fatta per Sacco, 1921), ma ad almeno due fasi distinte.

I depositi attribuiti alla prima fase sono stati riuniti nell'*Allogruppo di Ben-*

PROGETTO CARG

nale. Rappresentati principalmente da "morenico scheletrico sparso": in base alla loro posizione stratigrafica sono stati tentativamente attribuiti alla penultima glaciazione. Nel F° 55, "Susa", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1910) questi depositi non erano stati indicati. Essi sono conservati fino a circa 1.150 m di quota. La posizione della superficie di appoggio basale non è nota perché obliterata dalle espansioni glaciali successive (*Allogruppo del Moncenisio*).

All'interno di quest'ultimo sono state distinte tre diverse alloformazioni (*Alloformazione di Frassinere*, *Alloformazione di Magnoletto* e *Alloformazione di Venàus*), i cui depositi appaiono distribuiti su fasce altimetriche progressivamente più basse; tra queste la più alta e più antica è attribuibile, in base alla sua correlabilità altimetrica con le cerchie maggiori dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana, all'LGM, e le successive ai diversi stadi di ritiro pleistoceniche superiori.

Parte della fascia di distribuzione altimetrica inferiore è sepolta dai depositi alluvionali recenti ed attuali, la cui superficie di accumulo costituisce l'attuale fondovalle: depositi glaciali sono stati incontrati in diverse perforazioni per ricerche d'acqua, nessuna delle quali ha però raggiunto il substrato roccioso.

La ricostruzione della superficie di accumulo dei depositi legati all'LGM (Tav. 1) si sviluppa tra 1.520 m nel settore di monte (Prapiano) e 1.000 m in quello di valle (Bonaudi). Su questo stesso allineamento si colloca, nel segmento di valle immediatamente ad Est di quello compreso nel Foglio "Susa", la cresta dell'argine morenico laterale sinistro di Rubiana.

Durante il primo episodio di ritiro del ghiacciaio principale, i cui depositi sono stati riuniti nell'*Alloformazione di Magnoletto*, ai margini della massa glaciale si erano impostati sia degli scaricatori (*marginal and sub-marginal meltwater channels*), sia dei bacini marginali, a ridosso dei versanti (*kame*) o allo sbocco delle valli tributarie minori (*ice-dammed lakes*): a questo tipo di ambiente sono riconducibili i depositi di Martinetto, di Pavaglione e di Falcimagna. Durante questo primo episodio di ritiro i ghiacciai delle valli tributarie, che durante l'LGM erano confluiti nel ghiacciaio principale, non raggiungevano più il fondovalle principale ma rimanevano confinati all'interno dei rispettivi bacini (bacini del T. Gravio di Villar Focchiardo e del T. Gerardo).

Nel successivo, ultimo episodio di ritiro (*Alloformazione di Venàus*), ai margini della massa glaciale si impostarono una serie di *spill-way-channels* incisi nel substrato roccioso. Riferibili a questa unità sono talora anche dei *till* di fusione (*melt-out till*), deposti per lenta fusione di ghiaccio stagnante in zone di contatto glaciale; questi appaiono generalmente rivestiti in superficie da un "crostone" carbonatico decimetrico.

Durante la deposizione della *Alloformazione di Venàus*, in base alla distribuzione plano-altimetrica dei relativi *spill-way-channels* e degli areali con elevata concentrazione di massi erratici (Torre del Colle, Truc le Mura e Bussoleno), sembra probabile che la massa glaciale abbia stazionato con la propria fronte in posizione interna alla valle, in corrispondenza della stretta racchiusa dai contraf-

PROGETTO CARG

forti rocciosi che si dipartono dai versanti spingendosi verso l'asse vallivo (Torre del Colle, Truc le Mure, San Valeriano e Coldimosso).

Per quanto riguarda la possibile ubicazione della superficie di appoggio basale della massa glaciale durante l'LGM, dall'esame del profilo longitudinale dell'intero bacino si nota una buona correlabilità altimetrica tra le rotture di pendenza in substrato distribuite tra i 900 m nel settore di monte (Piano delle Cappelle) e 500 m in quello di valle (Truc Le Mure), le quali a loro volta mostrano di correlarsi bene, ancora più a valle, con la superficie di appoggio basale del sistema di cerchie frontali della Cresta Grande (288 m), riconosciuta nelle stratigrafie dei sondaggi per ricerche d'acqua da Nicolussi Rossi (1992). Sempre al di fuori dell'area compresa nel Foglio, verso monte, la stessa superficie mostra di raccordarsi con la soglia rocciosa di Bastia (935 m), sopra Susa, che rappresenta la superficie di appoggio basale dell'*Allogruppo di Salbertrand* (cfr. *infra*).

In base a questa ricostruzione si può verificare come, durante l'LGM, il ghiacciaio che occupava il bacino della media Val di Susa, pur risultando tributario rispetto a quello della Valle Cenischia, avesse però la propria superficie di appoggio basale a una quota confrontabile con quella del ghiacciaio principale; solo durante le successive fasi di ritiro, a seguito dell'ulteriore approfondimento erosionale di quest'ultimo, il fondovalle della media Val di Susa, non più percorso da un ghiacciaio, è rimasto sospeso rispetto al fondovalle principale.

Contemporaneamente alla fase di ritiro, nella bassa Val di Susa lo sbarramento costituito dalle cerchie frontali formatesi durante l'LGM ha determinato la formazione di un esteso bacino lacustre. L'areale di distribuzione dei depositi di interrimento di questo bacino, attualmente quasi completamente sepolti dai depositi alluvionali postglaciali, è compresa solo marginalmente nell'area del Foglio; la loro presenza è qui desumibile prevalentemente in base ai dati di sottosuolo. Dati relativi a questi depositi sono stati pubblicati da Charrier & Peretti (1973) e da Charrier (1990): presso Villardora, una serie di analisi polliniche, effettuate nella parte alta della successione di colmamento, hanno consentito di riconoscere un intervallo di tempo compreso tra la fine del Pleistocene superiore e l'Olocene medio.

L'evoluzione del bacino del Cenischia si chiude con la deposizione di depositi fluviali, terrazzati, tutt'ora in atto.

Di seguito vengono riportati i caratteri più significativi delle diverse unità cartografate.

2.3.1. - *Allogruppo di Bennale* (**BEN**) (Pleistocene medio?)

In base a quanto previsto dall'allostratigrafia, i depositi attribuibili ad un'unità, non meglio definibile, più antica dell'*Allogruppo del Moncenisio*, sono stati riuniti in un'unità di rango superiore, cioè in un allogruppo. Questi sono rappresentati prevalentemente da "morenico scheletrico sparso" (**BEN**$_{c3}$): i massi presentano mediamente un diametro di 1÷2 metri ed hanno forma per lo più sferoi-

PROGETTO CARG

dale con discreto grado di arrotondamento. Litologicamente appaiono costituiti da gneiss occhiadini e da quarziti e subordinatamente da serpentiniti, micascisti e prasiniti. Un unico lembo di depositi glaciali di allogamento (**BEN_{c4}**) è stato rinvenuto in prossimità dell'abitato di Bennale. Il principale elemento diagnostico dei depositi dell'*Allogruppo di Bennale*, oltre alla posizione altimetrica e al forte rimodellamento, è l'elevata percentuale di massi di quarziti che con ogni probabilità provengono dall'*Unità dell'Ambin*.

I depositi sono stati rinvenuti in due settori: in sinistra, sullo spartiacque tra la Val di Susa e la Valle del T. Gravio di Condove; in destra, nel settore dell'abitato di Bennale. Nel settore ad Est dell'area compresa nel Foglio, questi si correlano bene con i lembi di "morenico scheletrico sparso" distribuiti in destra presso l'abitato di Celle e Camparnaldo e Montecomposto e in sinistra con quelli presenti sulle pendici meridionali del Monte Musiné.

2.3.2. - *Allogruppo del Moncenisio* (Pleistocene superiore)

Alloformazione di Frassinere (**AFR**) (Pleistocene superiore)

Entro questa unità sono stati distinti, ove riconoscibili e cartografabili, depositi glaciolacustri (**AFR_{e2}**) e *till* di allogamento (**AFR_{c4}**); nella maggior parte dei lembi riconducibili a questo episodio non è stato però possibile distinguere cartograficamente il *till* di allogamento dal *till* di ablazione, rappresentati congiuntamente come *till* indifferenziato (**AFR_{c1}**).

Il *till* di ablazione è un *diamicton* da massivo a mal stratificato, formato da trovanti e ciottoli immersi in matrice grossolana prevalentemente ghiaiosa-sabbiosa (30%) giallognola, con basso grado di addensamento; i ciottoli hanno scarsa alterazione, basso grado di arrotondamento e diametro mediamente compreso fra pochi centimetri e qualche decimetro. I trovanti hanno il diametro maggiore compreso fra 1 e 2 m e grado di arrotondamento basso.

In sinistra idrografica i clasti sono costituiti principalmente da gneiss e prasiniti con subordinati calcari, gabbri, calcescisti e prasiniti; in destra prevalgono invece gneiss, calcescisti, calcari e micascisti con subordinate metabasiti e quarziti.

Il *till* di allogamento è costituito da *diamicton* formato da trovanti e ciottoli immersi in matrice fine limoso-sabbiosa giallognola (70%) ben addensata; localmente si rinvengono lenti decimetriche di limi ben selezionati. I ciottoli hanno scarsa alterazione, grado di arrotondamento medio e diametro compreso fra 10 e 40 cm; nel deposito si rinvengono ciottoli di natura prevalentemente serpentinitica, sfaccettati, levigati e striati. I trovanti hanno diametro maggiore variabile fra 0,8 e 1,5 m e grado di arrotondamento medio. I clasti sono costituiti da gneiss, micascisti, prasiniti, marmi e serpentiniti con subordinate quarziti.

Sono stati interpretati come depositi glaciolacustri *s.l.*, che rappresentano il prodotto del colmamento di piccoli bacini lacustri intermorenici e di *kame*, arginati dalle morene laterali, i sedimenti osservabili in una serie di affioramenti nella regione di Frassinere, in sinistra, e in località Bennale, in destra.

PROGETTO CARTA

Le principali forme di accumulo sono rappresentate dalle morene laterali, conservate a SE di Bennale, in destra, e nel settore compreso tra Frassinere e Est di Alotti in sinistra. In quest'ultima località sono ben riconoscibili i resti di sei argini morenici connessi con altrettante configurazioni assunte da un lobo laterale sinistro del ghiacciaio, che durante questo episodio, tracimando dalla valle principale, ha parzialmente invaso l'incisione del T. Gravio di Condove, determinandone il temporaneo sbarramento.

Non si conosce la posizione della superficie di appoggio basale, dovunque obliterata.

Per quanto riguarda i rapporti con le altre unità, si possono fare le seguenti considerazioni.

I lembi conservati nelle località Le Goje, Campobenedetto, Gerbi, Chiavatano, C. Meisonardi e Cresto, in sinistra, risultano intersecati dalle scarpate erosionali modellate contestualmente alla deposizione dell'unità successiva (*Alloformazione di Magnoletto*).

I lembi conservati nelle località Tampe, C. Leitera Superiore, Truc Torrazze, Città, Cugno Inferiore e Chatelard, in destra, risultano pure intersecati dallo stesso sistema di scarpate erosionali.

Risulta pure intersecata dalla stessa scarpata erosionale la "morena con nucleo in roccia" laterale destra, conservata presso Pian del Rocco.

Alloformazione di Magnoletto (**AML**) (Pleistocene superiore)

Comprende i depositi legati al primo episodio di ritiro della massa glaciale dopo l'LGM. I lembi conservati trovano una distribuzione nella fascia altimetrica compresa tra 1.200÷900 e 800÷500 m rispettivamente da monte a valle.

Entro questa unità sono stati distinti, ove riconoscibili e cartografabili, *till* di allogamento (**AML**$_{c4}$), *till* di ablazione (**AML**$_{c5}$) e, nei casi in cui non si è potuta distinguere la litofacies, *till* indifferenziato (**AML**$_{c1}$); sono stati inoltre riconosciuti "morenico scheletrico sparso" (**AML**$_{c3}$), depositi glaciolacustri (**AML**$_{e2}$) e depositi fluvioglaciali (**AML**$_{b}$);.

Il *till* di allogamento è un *diamicton* massivo, ben addensato, *matrix-supported*, in matrice fine limoso-sabbiosa (70%) di colore giallognolo. I ciottoli presentano generalmente scarsa alterazione, diametro medio centimetrico e sono subarrotondati; ciottoli di serpentinite sfaccettati, levigati e striati possono essere localmente prevalenti. La matrice è talora concentrata in sacche sabbiose e/o limose. Il *till* di ablazione è costituito da *diamicton* massivo, poco addensato, con trovanti e ciottoli immersi in una matrice grossolana ghiaioso-sabbiosa (35%). I ciottoli sono poco alterati, subangolosi e con distribuzione degli assi principali non isoorientata. La matrice è localmente concentrata in sacche di sabbia e ghiaia con stratificazione più o meno evidente. Questi depositi mostrano un rapporto di eteropia di facies con i depositi fluvioglaciali geneticamente legati ai bacini del Rio Gerardo e del Gravio di Villar Focchiardo, rispettivamente in destra del Torrente Buggua e in località Pognant.

Il "morenico scheletrico sparso" è stato rilevato unicamente in regione Silio-

PROGETTO CARG

do, ove è rappresentato da una elevata concentrazione di massi in corrispondenza alla quota massima raggiunta dalla massa glaciale durante questo episodio. Questi depositi risultano altimetricamente correlabili con quelli fluvioglaciali, legati geneticamente al drenaggio marginale (*marginal and sub-marginal meltwater channels*), associati ai depositi glaciolacustri di *kame*; localmente sono stati rilevati depositi deltizi, cartograficamente riuniti ai depositi fluvioglaciali, legati geneticamente ai bacini tributari, che affluivano in *ice dammed lakes*.

I depositi fluvioglaciali di questa unità risultano sovrapposti ai *till* di allogamento dell'*Alloformazione di Frassinere* ed in rapporto di eteropia con i depositi glaciolacustri.

I depositi fluvioglaciali che formano il ripiano di Pavaglione sono costituiti da ghiaie e ciottoli in matrice (15%) prevalentemente sabbiosa con evidente stratificazione inclinata verso Est. In base alla litofacies, alla natura litologica dei clasti (micascisti, serpentiniti, prasiniti, gneiss minuti e marmi bianchi) ed alla distribuzione, questi depositi risultano geneticamente legati in parte al T. Prebech in parte al drenaggio marginale del ghiacciaio principale.

I depositi fluvioglaciali distribuiti presso l'abitato di Mocchie ed in località Ravoire sono costituiti da ghiaie e ciottoli immersi in matrice (20%) prevalentemente grossolana e sono caratterizzati da una evidente stratificazione inclinata mediamente verso Sud. In base alla litofacies e alla natura dei clasti, costituiti da litotipi caratteristici del bacino del T. Gravio (serpentiniti, prasiniti, calcescisti e metagabbri), risultano attribuibili ad un delta-conoide legato a quest'ultimo corso d'acqua.

Come depositi glaciolacustri sono stati cartografati i depositi costituiti prevalentemente da bancate metriche sabbiose con intercalazioni di livelli decimetrici di sabbie medio-fini limose e limi argillosi, più o meno interessati da deformazioni glaciotettoniche e con strutture di tipo *dropstone*; questi depositi rappresentano i relitti del parziale colmamento di piccoli bacini lacustri di sbarramento glaciale (*ice dammed lakes*) formatisi per interferenza dei lobi del ghiacciaio principale con il corso del T. Gravio di Condove, del T. Prebech e del R. Moletta. I depositi glaciolacustri presentano rapporti di eteropia con i depositi fluvioglaciali e/o di contatto glaciale; risultano inoltre sovrapposti al *till* di allogamento dell'*Alloformazione di Frassinere*.

Le principali forme di accumulo che rappresentano l'espressione morfologica dei depositi appena descritti sono le seguenti:

- Superficie di Martinetto: costituita dai ripiani presenti nelle regioni Sinati ed Alotti, che rappresentano i lembi relitti della superficie di colmamento del più esteso bacino lacustre di sbarramento glaciale che si estendeva da queste regioni a Gazzina e Bonaudi, comprendendo l'area dell'abitato di Mocchie. I lembi conservati presentano una potenza di 40 m.

- Superficie di Pavaglione: costituita dal ripiano su cui sorge la borgata Pavaglione corrispondente ad un tipico *kame terrace*, esteso per 500 m in direzione NE-SW. Più a Nord sono conservati due lembi minori, distribuiti a quote via via più basse, separati da una scarpata alta mediamente 50 m: la presenza di tre su-

PROGETTO CARG

perfici di accumulo ad altezze differenti è stata interpretata come conseguenza del progressivo svuotamento, in episodi distinti, del bacino lacustre marginale.

- Superficie di Falcimagna: costituita dai ripiani ubicati nelle regioni Campo Piano e Campobenello. Rappresentano l'espressione morfologica dell'interrimento di un *ice-dammed lake* dissecato dall'incisione del Rio Moletta.

Non si conosce la posizione della superficie di appoggio basale, dovunque obliterata.

Per i rapporti stratigrafici tra questa unità e quella precedente si rinvia al paragrafo precedente; i rapporti con l'unità successiva sono ben visibili nelle località di Magnoletto, Leitera Superiore e Piano delle Cappelle, dove i lembi di questi depositi risultano intersecati dalla scarpata erosionale modellata nell'episodio in cui è avvenuta la deposizione dell'*Alloformazione di Venàus*.

Alloformazione di Venàus (**AFV**) (Pleistocene superiore)

Comprende i depositi attribuibili all'ultimo episodio di ritiro glaciale: anche in questo caso la sua superficie di appoggio laterale risulta modellata nei depositi della più antica *Alloformazione di Magnoletto*. Tale superficie è stata osservata sopra l'abitato di Condove e sotto la borgata di Magnoletto.

Il limite superiore di distribuzione dei depositi varia tra i 900 m s.l.m. nel settore occidentale e i 470 in quello orientale.

In questa unità come nelle precedenti sono stati distinti, ove riconosciuti, *till* di allogamento ($\mathbf{AFV_{c4}}$), *till* di ablazione ($\mathbf{AFV_{c5}}$) e *till* indifferenziati ($\mathbf{AFV_{c1}}$), oltre a depositi fluvioglaciali ($\mathbf{AFV_{b}}$) e glaciolacustri ($\mathbf{AFV_{c2}}$).

Il *till* di allogamento risulta generalmente costituito da *diamicton* massivo, ben addensato, con trovanti e ciottoli immersi in una matrice fine limoso-sabbiosa di colore giallognolo (70%). I ciottoli, poco alterati, hanno diametro medio centimetrico e sono subarrotondati; tra questi si osservano localmente elementi di natura prevalentemente serpentinitica, sfaccettati, levigati e striati. Nella maggior parte dei casi, nella parte sommitale del deposito si osservano "crostoni" concrezionati con potenza dell'ordine del metro.

Il *till* di ablazione è costituito da *diamicton* massivo, poco addensato, con trovanti e ciottoli immersi in una matrice grossolana ghiaiosa-sabbiosa (30%). I ciottoli si presentano generalmente poco alterati e subangolosi.

Depositi glaciolacustri sono stati rinvenuti a Nord di Pognant e presso Combette: hanno come espressione morfologica rispettivamente la superficie di Baroni (S. Giorio) e quella di Combette (Chianocco). L'interpretazione della prima si è basata solo sulle caratteristiche morfologiche, in assenza di affioramenti, mentre nel secondo caso si è osservato del *diamicton* grossolanamente stratificato, *matrix-supported* (90%), con strutture di flusso e *dropstones* indicative di ambiente subacqueo. In entrambi i casi si tratta di lembi di terrazzi di *kame* distribuiti altimetricamente in corrispondenza alla parte sommitale della fascia corrispondente a questa unità. Questi depositi risultano inoltre in eteropia con la parte distale dei depositi fluvioglaciali dei bacini tributari del R. Gerardo e del T. Prebech. La parte sommitale dei depositi fluvioglaciali e di contatto glaciale dis-

PROGETTO CARG

tribuiti sul versante sinistro della bassa Val di Susa nel tratto tra Ambruna e Bruzolo, risulta caratterizzata da un elevato grado di cementazione. La presenza di questo "crostone" maschera le caratteristiche primarie del deposito: solo localmente è possibile osservare un *diamicton matrix-supported* (80%) caratterizzato da una stratificazione inclinata degradante verso il basso, sottolineata da ciottoli disposti a costituire *stone lines*, interpretabile come till di fusione (*melt-out till*); in altri casi si sono osservate strutture sedimentarie secondarie, legate a processi deformativi (*soft-sediment deformation*), come filoni sedimentari, strutture di sfuggita d'acqua (*water escape structures*), strutture di smottamento subacqueo (slump structures): risulta difficile dare un'interpretazione coerente di tutte queste strutture per scarsità di affioramenti. Nella stessa fascia altimetrica sono state rilevate strutture di taglio fragile nei deposti fluvioglaciali attribuiti a vecchi conoidi dissecati presso Madonna dell'Ecova, Meisonetta e nei depositi di contatto glaciale di Barillera. Con i dati disponibili non è possibile stabilire l'origine di queste strutture, neotettonica o glaciotettonica.

Particolari concentrazioni di massi "affogati" nei depositi alluvionali di fondovalle, si incontrano presso l'abitato di Bussoleno e di Condove e appaiono interpretabili come resti di cerchie moreniche intravallive di questa unità, "ereditati" dai depositi postglaciali.

Si segnala infine la presenza dei resti di una probabile morena frontale nella Valle Cenischia in località Castello, dove si osserva un "dosso di cetaceo" punteggiato di "morenico scheletrico sparso".

Analogamente alle unità precedenti non è nota la quota della superficie di appoggio basale di questa unità, mascherata in questo caso dai depositi che costituiscono il fondovalle attuale; dati geofisici relativi al tratto prossimale di fondovalle tra gli abitati di Trinità e di Novalesa (Bortolami *et alii*, 1991) indicano il substrato roccioso ad una profondità compresa tra 10 e 40 m dal p.c.

2.4. - Bacino della Dora Riparia

Come ricordato nell'introduzione della Sezione V, nell'ambito dell'area compresa nel Foglio sono riferibili al bacino della Dora Riparia unicamente i depositi conservati nel settore terminale della media Val di Susa. Qui è presente una successione di unità legate al ghiacciaio locale, che risulta ben correlabile con quella del Bacino del Cenischia, a meno del termine più recente (*Alloformazione di Venàus*); incerta è l'attribuzione del termine più antico (*Allogruppo di Bennale*), di cui nel Bacino del Cenischia non è stato rinvenuto il corrispondente. Piuttosto complessi sono però i rapporti tra i depositi fluvioglaciali, fluviolacustri e lacustri che rappresentano l'equivalente cronologico del termine più recente nel tratto terminale della media Val di Susa, essendosi deposti in questa, per i motivi più volte ricordati nei paragrafi precedenti, in relazione allo sbarramento operato dal ghiacciaio della Valle Cenischia mentre era in atto la deposizione dell'Alloformazione di Venàus. Nell'intervallo di tempo in cui il fondovalle della media Val

PROGETTO CARG

di Susa non più percorso da un ghiacciaio, è rimasto sospeso rispetto al fondovalle principale, il corso d'acqua che percorreva il fondo della media Val di Susa raccogliendo le acque della massa glaciale in ritiro seguiva un percorso diverso da quello attuale della Dora Riparia (Gorge di Susa): le tracce di questo più antico percorso sono rappresentate da un paleoalveo i cui prodotti di riempimento (ghiaie e ghiaie sabbiose dell'*Unità di Seigneur*) sono stati intersecati dalle Gorge di Susa; queste si sono impostate solo dopo il ritiro del Ghiacciaio della Val Clarea (fuori carta), la cui ultima espansione entro al fondovalle della media Val di Susa, avvenuta quando il ghiacciaio locale si era già ritirato, aveva condizionato temporaneamente l'andamento del drenaggio (per ulteriori informazioni su questo fenomeno si rinvia alle Note illustrative del contiguo Foglio 132-152-153, "Bardonecchia"). L'*Alloformazione di Chiomonte*, costituita da una litofacies sabbioso-siltosa attualmente profondamente dissecata e rimodellata, rappresenta il prodotto della sedimentazione nell'*ice dammed lake* che si è venuto a formare nelle Gorge di Susa nelle fasi finali di ostruzione della media Val di Susa ad opera del ghiacciaio della Val Cenischia. Successivamente si instaurò una fase di prevalente erosione, intercalata da deposizione di sottili livelli di sedimenti fluvioglaciali, legati alla massa glaciale ancora presente in posizione intravalliva nella media Val di Susa.

Di seguito vengono riportati i caratteri più significativi delle diverse unità cartografate.

PROGETTO CARG

2.4.1. - *Allogruppo di Salbertrand* (Pleistocene superiore)

Alloformazione di Frénée (**FRE**) (Pleistocene superiore)

I depositi attribuiti a questa unità sono rappresentati principalmente da *till* indifferenziato (**FRE**$_{c1}$), costituito da *diamicton* a matrice limosa con clasti generalmente alterati formati da metabasiti, quarziti e dolomie. Sono in genere caratterizzati da elevato grado di rimodellamento, anche se localmente l'espressione morfologica può essere ben conservata, come ad esempio in località C. Fiori, dove si rileva un cordone morenico laterale costituito da *till* di allogamento. Ad Ovest di Pian Gelassa l'unità è estesamente rappresentata da "morenico scheletrico sparso" (**FRE**$_{c3}$), costituito da elementi arrotondati con litologia prevalente locale.

Alloformazione di Fenìls (**FEN**) (Pleistocene superiore)

Depositi di questa unità sono distribuiti nella fascia altimetrica immediatamente più bassa della precedente, in evidente rapporto di terrazzamento con quest'ultima.

I depositi attribuiti a questa unità sono stati cartografati indistintamente come *till* indifferenziato (**FEN**$_{c1}$), ad eccezione di alcuni areali in cui è presente "morenico scheletrico sparso" (**FEN**$_{c3}$), formati da elementi arrotondati di serpentiniti e calcescisti.

Localmente sono conservate forme di accumulo che presentano un grado di rimodellamento minore rispetto a quelle dell'unità precedente: si possono osservare a monte di Gravere (C. Comba, C. Croce) dove sono presenti una serie di morene laterali allungate in direzione WSW-ENE.

Alloformazione di Devéis (**DEV**) (Pleistocene superiore)

Anche in questo caso i depositi sono stati cartografati come *till* indifferenziati (**DEV$_{c1}$**); appaiono costituiti da *diamicton* a matrice limoso-sabbiosa con clasti da subangolosi ad arrotondati, poco o nulla alterati, di metabasiti, micascisti e dolomie. Localmente si riconoscono dei *till* di allogamento caratterizzati da clasti arrotondati, levigati e striati in matrice limosa, distributi a costituire superfici visibilmente terrazzate, come quella nei pressi dell'abitato di Mollare, al cui margine interno corre un segmento di *spillway channel*.

Una sequenza di *till* di allogamento (**DEFV$_{c4}$**) sovrastati da *till* di ablazione è visibile 400 m a Est di Durante; nella sua parte sommitale si osserva la sovrapposizione su quest'ultima dei depositi costituenti l'accumulo gravitativo n° 31 (Fig. 2).

2.4.2. - *Allogruppo di S. Stefano* (Pleistocene superiore)

Unità di Seigneur (**SEG**) (Pleistocene superiore)

Vi sono stati attribuiti solo due lembi (**SEG$_b$**), ubicati all'estremo settore occidentale del Foglio, rispettivamente in regione S. Stefano e S. Giovanni (Giaglione). Risultano costituiti da sedimenti fluviali ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi, stratificati e ben cementati, facilmente riconoscibili sul terreno per l'elevato grado di classazione e di arrotondamento dei clasti nonché per la loro litologia, comprendente serpentiniti e radiolariti, oltre a gneiss, micasciti, metabasiti, calcari e dolomie.

Alloformazione di Chiomonte (**CHM**) (Pleistocene superiore)

I depositi lacustri *s.l.* (**CHM$_{e2}$**), che costituiscono il termine inferiore di questa unità, sono formati da sabbie limose di colore da grigio scuro a bruniccio, localmente con ghiaietto, massive, mentre i depositi fluviali e/o fluviali (**CHM$_b$**) sono costituiti da ghiaie ciottolose *clast-supported* in matrice sabbiosa (20%) discretamente cementati.

I primi affiorano 200 m a SE dell'abitato di S. Stefano, a quota 630 m; la stessa associazione è stata inoltre incontrata in sondaggi meccanici in corrispondenza della Piana delle Balme, al di sotto dei depositi alluvionali.

I depositi ghiaiosi si rinvengono in appoggio laterale sul substrato, sospesi di un centinaio di metri sul fondovalle attuale; in regione Mollare si presentano visibilmente "incastrati" entro la superficie di appoggio basale dell'*Alloformazione di Devéis*.

PROGETTO CARG

2.5. - Bacini tributari

Come ricordato nell'introduzione della Sezione V, per motivi di leggibilità della carta, oltre che di economicità della sua realizzazione, tenuto anche conto che le successioni stratigrafiche che li caratterizzano sono tutte riconducibili ad una sola unità e che i vari bacini di pertinenza sono sempre univocamente individuabili, sono tutti stati riuniti in un unico complesso informale.

Complesso dei bacini tributari (**UGT**) (Pleistocene superiore)

Nella carta-indice di Tav. 1 è stata indicata la distribuzione dei bacini tributari, ognuno contraddistinto con un numero progressivo al quale si farà riferimento nella descrizione che segue.

Il modellamento dei bacini tributari è nella maggior parte dei casi di origine glaciale, legato alla presenza di ghiacciai locali. A questi sono riferibili lembi di depositi indicati in carta come *till* di ablazione (**UGT_{c5}**) *till* indifferenziato (**UGT_{c1}**), depositi fluvioglaciali e/o fluviali (**UGT_{b}**), depositi glaciolacustri (**UGT_{e2}**) e "morenico scheletrico sparso" (**UGT_{c3}**). Mentre in alcuni bacini si sono riscontrate più fasi di ritiro con contemporaneo, debole approfondimento erosionale del fondovalle, in altri il ritiro mostra di essere avvenuto senza apprezzabile approfondimento erosionale.

I rapporti tra forme e depositi dei bacini tributari e quelli del bacino principale sono risultati di due tipi:

- presenza di un gradino di confluenza della valle tributaria ("valle sospesa") nella principale, nei casi in cui il ghiacciaio principale è sopravvissuto a quello locale: è questo il caso di tutte le valli tributarie della bassa Val di Susa e della Valle Cenischia.

- assenza di gradino (confluenza "a livello"), nel caso in cui il ritiro dei ghiacciai tributari è avvenuto contemporaneamente a quello della valle principale: è questa la situazione per tutti i tributari del Sangone e per i ghiacciai laterali della Val Chisone, nella quale peraltro non è mai stato presente un ghiacciaio principale.

Nel primo caso, alla fase di ritiro del ghiacciaio tributario ha fatto seguito un episodio erosionale di natura fluviale, con l'incisione di forre e orridi nel settore terminale delle valli tributarie, accompagnata talora dalla formazione di conoidi, attualmente profondamente dissecati, che sono stati raggruppati nelle *Unità completamente formate, non distinte in base al bacino di pertinenza*.

Localmente si sono riconosciute le seguenti litofacies: *diamicton* massivo *matrix-supported* addensato, con ciottoli arrotondati e levigati *(till* di allogamento); *diamicton* massivo da *matrix-supported* a *clast-supported*, poco addensato, con ciottoli da subangolosi a subarrotondati (*till* di ablazione). Sono stati inoltre distinti depositi glaciolacustri (**UGT_{e2}**) e fluvioglaciali (**UGT_{b}**). I primi sono riconoscibili principalmente per la loro espressione morfologica (non sono presenti affioramenti nella maggior parte dei casi), mentre i secondi, che mostrano localmente rapporti di interdigitazione con i depositi legati al bacino principale, sono

PROGETTO CARG

caratterizzati da litofacies molto variabili, descritte nell'analisi dei singoli bacini.

Ai depositi fluvioglaciali sono stati cartograficamente riuniti depositi francamente fluviali, conservati a costituire una serie di lembi localizzati nella parte distale di alcuni bacini tributari, legati geneticamente alle ultime fasi di ritiro dei ghiacciai locali. Questi sono costituiti da ghiaie e ghiaie ciottolose *clast-supported*, localmente mal stratificate e cementate; in base ai caratteri granulometrici e soprattutto all'espressione morfologica peculiare, rappresentata da conoidi dissecate, questi accumuli si sono potuti interpretare come il prodotto di processi di tipo torrentizio e di *debris flow*.

SACCO (1921) descrive i depositi glaciali legati ai bacini tributari nel modo seguente: "*nell'alto dei valloni di sinistra ... si costituirono essenzialmente vedrette glaciali o glacio-nivali ... Talora lembi morenici per la loro orientazione subortogonale all'asse vallivo sembrano indicare punti di convergenza di ghiacciaietti laterali col principale vallivo, così a Nord di Bussoleno in alto tra Falcimagna e Pietrabianca. Sulla destra di Val Susa molti dei valloni laterali occupati da veri ghiacciaietti allungati, discesi anche sino al ghiacciaio susino, e che depositarono ...veri cordoni...lunghi anche due o più chilometri, confondendosi talora in basso colle antiche e più elevate formazioni moreniche del gran ghiacciaio principale susino*" .

Nel Foglio 55, "Susa", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1910) i depositi di questa unità sono stati cartografati come *"morene würmiane, postwürmiane e recenti"*.

Di seguito vengono passati in rassegna i caratteri più significativi dei depositi legati ai singoli bacini tributari. Le attribuzioni cronologiche dei diversi apparati glaciogluviali rilevati sono state definite essenzialmente in base ai loro rapporti geometrici con forme e depositi legati al glacialismo dei bacini princiali.

Bacino del Cenischia - bassa Val di Susa: versante sinistro - Nel bacino del **T. Sessi** (n° 1 in Tav. 1) i depositi legati all'LGM sono conservati a costituire una serie di lembi relitti. Verosimilmente la fronte era ubicata in regione C. Breri dove c'è un'alta concentrazione di massi. All'evento erosivo che ha portato alla formazione di questa cerchia ha fatto seguito il ritiro della massa glaciale alla quale sono connesse una serie di morene più o meno ben conservate; particolarmente ben conservato risulta l'apparato morenico in regione Alpe Barinarera, in parte mascherato dall'accumulo gravitativo indicato con il n° 9 in Fig. 2.

Nel bacino del **T. Gravio di Condove** (n° 2) i depositi legati all'LGM sono conservati a costituire alcuni lembi maggiori sui quali sorgono gli abitati di Reno, Ruffino, Gagnor e Bigliasco. Lo spessore dei depositi, dove rilevabile, è di pochi decimetri. Durante la massima espansione dell'ultima glaciazione, più rami glaciali confluivano dalla alta Valle del Gravio di Condove e dalle Valli del Rio Puta, del Rio Balmussello e del Rio Togno. In località Piano Vinassa è rilevabile la presenza di una diversione glaciale: l'originaria direzione del locale ghiacciaio era dal Colle degli Astesiani per il Piano Vinassa verso SW, in dire-

PROGETTO CARG

zione dell'attuale Rio Togno: durante l'ultima espansione glaciale il corpo glaciale ha cambiato direzione e si è indirizzato verso ESE, cioè verso l'attuale testata del Rio Comba Duc.

Durante le fasi di ritiro pleistoceniche superiori, a monte dell'Alpe Gagnor e dell'Alpe Gighé, ha preso origine una successione di forme di accumulo con disposizione concentrica, poggianti tutte sulla stessa superficie di erosione. Il grado di rimodellamento di queste forme è modesto.

Presso l'Alpe della Portìa si presenta particolarmente ben conservato l'apparato morenico, costituito da *hummocky moraines* e caratterizzato da una serie di depressioni (*kettle holes*); presso l'alpeggio di q.1.719 m sono ben conservate due morene latero-frontali in destra e in sinistra, lunghe rispettivamente 150 m e 200 m circa, con direzione SSW ed alte circa 5÷8 m; infine a monte di Alpe Gighé è visibile una morfologia tipo *cover moraine* ben sviluppata.

Nel bacino del **T. Pissaglio di Bruzòlo** (n° 3) sono conservati pochi lembi di depositi glaciali riferibili all'LGM, che si osservano nella parte alta del bacino. Sono costituiti da *diamicton clast-supported* e si presentano molto cementati, con ciottoli da angolosi a subarrotondati in matrice (30%) a cemento carbonatico.

In regione Combette sono presenti depositi fluvioglaciali, da grossolanamente stratificati a stratificati, costituiti da un *diamicton clast-supported* (85% di ghiaia) nel quale la natura litologica dei clasti (serpentiniti, marmi, micascisti e calcescisti) indica un'alimentazione da parte del bacino del Pissaglio; la superficie di appoggio laterale di questi depositi interseca i depositi glaciolacustri *s.l.* di Pavaglione presso l'abitato di Morione (910 m). Il lembo conservato a quote più basse corrisponde ad un segmento di conoide dissecato, sospeso sul fondovalle di circa 80 m, in rapporto di eteropia con i *till* di allogamento dell'*Alloformazione di Venàus*.

I depositi legati al bacino del **T. Prebech** (n° 4), attribuibili anch'essi all'LGM, sono distribuiti nella fascia altimetrica compresa tra 1.850 e 1.000 m e si distinguono in base alla natura dei clasti (serpentiniti, calcescisti e calcari); di questi depositi era già stata data una descrizione sommaria da Mortara (1978).

La distribuzione dei lembi conservati indica la presenza di due rami glaciali distinti, provenienti rispettivamente dal T. Prebech e dal Rio Pianfé, i cui scaricatori frontali venivano sbarrati dal ghiacciaio principale in corrispondenza della regione di Strobietti; in quest'ultima località si sono osservati depositi fluvioglaciali costituiti da *diamicton* grossolanamente stratificato *matrix-supported* con matrice sabbioso-ghiaiosa (30%) passante verso il basso a ghiaie-sabbiose *matrix-supported* (65%) con intercalazioni di bancate metriche di sabbie, ciottoli sparsi e evidente stratificazione piano-parallela.

I depositi fluvioglaciali poggiano, tramite contatto erosionale, sui *till* dell'*Alloformazione di Frassinere*, riferibili al bacino principale. Sono parzialmente coperti da due accumuli gravitativi (n°18 e 20 in Fig. 2) in regione Strobietti. L'inviluppo della superficie sommitale dei lembi relitti dà luogo a due superfici di forma triangolare in pianta, inclinate di circa 20°, con assi principali immersi rispettivamente verso SE (Pianfé) e verso NW (Prebech). In base alla litofacies, al-

PROGETTO CARG

la natura dei clasti e all'espressione morfologica originaria, sono interpretabili come due originari *outwash fan* coalescenti che confluivano in un *ice-dammed lake* (Pavaglione).

All'LGM nel bacino del **Rio Moletta** (n° 5) sono attribuibili una serie di lembi conservati nella fascia altimetrica compresa tra 1.000 e 650 m: depositi fluvioglaciali formati da ghiaie ciottolose *clast-supported*, mal stratificati, con elevato grado di cementazione. Questa facies passa verso il basso, con contatto stratigrafico, a ghiaie sabbiose *matrix-supported*, ben stratificate. I depositi risultano intersecati da una serie di sistemi di fratture che interessano anche i depositi glaciolacustri *s.l.* di Falcimagna. A quota 720 m s.l.m questi depositi mostrano di essere in rapporto eteropico con il *till* dell'*Alloformazione di Venàus*.

Nel settore alto del bacino, in prossimità del Colle Croce di Ferro, si osseva un evidente circo glaciale al quale non sono associati depositi.

Nel bacino del **T. Rocciamelone** (n° 6) attribuibili all'LGM sono conservati in regione C. Bastia unicamente depositi fluvioglaciali, formati da ghiaie ciottolose *matrix-supported* a matrice ghiaioso-sabbiosa (25%), localmente con gradazione di tipo *coarsening upward*.

Nella parte alta del bacino in regione Alpe Arcella (2.280÷1.830 m) e sotto le pendici del M. Muret (2.800÷2.600 m) sono conservati apparati glaciali di ritiro.

I depositi legati all'LGM del bacino del **Rio Giandula** (n° 7) sono conservati in un unico lembo, conservato tra le quote 1.970 e 1.900 m, costituito da *till* non meglio definibile perché non affiorante. Morfologicamente si riconosce il circo glaciale, fortemente rimodellato e dissecato, tra le cime Tuas Venezia e La Riposa dove nella prima edizione del F° 55, "Susa", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1910) è indicata una estesa copertura detritica non riscontrata nel corso dei rilevamenti.

Bacino del Cenischia - bassa Val di Susa: versante destro - Al bacino del **Rio Scaglione** (n°15) sono da attribuire i depositi glaciali dei tre apparati glaciali provenienti dai tributari Rio Arneirone e Rio Orsiera e dallo stesso Rio Scaglione. L'apparato frontale, relativo all'LGM, risulta completamente smembrato da un fenomeno di DGPV. Ben conservate sono le forme di accumulo delle fasi di ritiro dei singoli bacino: Rio Arneirone in regione Piano del Tiraculo e Gran Piani; Rio Orsiera in regione Par la Grangia, Bergerie dell'Orsiera ed a Nord del M. Orsiera; Rio Scaglione a Nord-Ovest della Rocca Anghiova.

Nel bacino del **Rio Corrente** (n°16) gli unici depositi riferibili all'LGM sono conservati in regione Toglie a costituire un apparato morenico frontale, molto rimodellato e smembrato; nell'alto bacino i depositi glaciali sono completamente rimobilizzati da fenomeni gravitativi (n° 44 e 45 in Fig. 2).

Nel bacino del **Rio Gerardo** (n° 17) le tracce dell'LGM sono costituite da un apparato morenico frontale, conservato in regione Cerretto; questo appare smembrato mentre è ben conservato il settore laterale destro dove la cresta morenica si sviluppa per circa 1.200 m.

Alle fasi di ritiro dello stesso ghiacciaio sono ascrivibili gli argini morenici

PROGETTO CARG

più arretrati, conservati presso l'alpeggio di Balmetta Inferiore, a valle del Rif. Balmetta e a monte delle Bergerie di Balmerotto; alle stesse fasi di ritiro è associata la formazione di piccoli bacini lacustri intramorenici o di *kame*.

In regione Gross, la natura dei clasti (marmi, serpentiniti, micascisti, gneiss leucogranitici e metabasiti) indica che sono stati alimentati da questo bacino, durante le fasi di ritiro glaciale, depositi fluvioglaciali formati da bancate metriche di *diamicton matrix-supported* e di *diamicton clast-supported*, grossolanamente stratificate, con clasti da subangolosi a subarrotondati. Entro queste litofacies sono state osservate lenti e tasche di ghiaie e sabbie pulite di spessore decimetrico. Questi depositi in località Pognant presentano rapporti di eteropia con il *till* di ablazione del bacino del Cenischia, riferito all'*Alloformazione di Venàus*.

Nel bacino del **T. Gravio di Villar Focchiardo** (n° 18) i depositi legati all'LGM sono distribuiti tra le quote 2.320 e 980 m ed appaiono conservati principalmente in un lembo costituito dal settore sinistro di un apparato morenico smembrato nella sua parte terminale; ad esso si associano dei depositi glaciolacustri *s.l.*

Dopo la costruzione di questo apparato è seguito il ritiro della massa glaciale che ha dato origine a una serie di cerchie moreniche conservate in posizione via via più arretrata presso l'alpeggio Mustione, in regione Cassafrera e al Piano delle Cavalle; quest'ultima è caratterizzata da blocchi poligenici di dimensioni estremamente variabili (da qualche centimetro fino a 5÷6 m), disposti a costituire una serie di cordoni concentrici interpretabili come *debris rock glaciers* ai quali si sovrappongono dei *talus rock glaciers*: questi ultimi sono stati inseriti in legenda tra le unità ubiquitarie in formazione.

Nell'incisione del T. Buggia sono conservati depositi glaciali riferibili alle fasi di ritiro del ghiacciaio locale; i corrispondenti depositi fluvioglaciali mostrano un rapporto di eteropia con i *till* del bacino del Cenischia, attribuiti all'*Alloformazione di Venàus*.

La serie di ripiani su uno dei quali sorge l'Abbazia di M. Benedetto, rappresenta l'espressione morfologica di un complesso di depositi glaciolacustri, che costituiscono dei terrazzi di *kame*; la loro superficie di accumulo originaria appare attualmente dissecata e conservata in due lembi sui quali sorgono rispettivamente l'Abbazia di Montebenedetto e l'abitato di Grange.

In due sondaggi effettuati in occasione delle indagini geognostiche per il consolidamento dell'Abbazia, si è incontrata un'alternanza, da decimetrica a metrica, di depositi prevalentemente fini, sabbioso-limosi, e depositi grossolani ghiaioso-sabbiosi.

Bacino del Chisone - Nel bacino del **Rio della Balma** (n° 19) sono conservati modesti lembi di depositi glaciali nell'incisione del Rio delle Forche, in buona parte mascherati dai successivi apporti detritici o di tipo misto.

Attribuibile con qualche incertezza a questo stesso bacino risulta anche un masso erratico di serpentiniti di dimensioni plurimetriche, localizzato in corrispondenza dell'apice del conoide del corso d'acqua.

Nel bacino del **Rio di Rouen** (n° 20) si rinvengono diffusi erratici lungo il

PROGETTO GARG

tratto terminale della stretta incisione valliva, tra 1.100 e1.050 m di quota.

Attribuibile con ogni probabilità a questo stesso bacino e legato all'LGM, risulta anche un lembo di depositi rinvenuto in corrispondenza del ripiano in roccia di Seleiraut, dove si osserva un *till* di allogamento *matrix-supported* a clasti decimetrici, subarrotondati, composti in netta prevalenza da gabbri, cui si sovrappone un *till* di ablazione costituito essenzialmente da blocchi metrici di serpentiniti. L'originario top erosivo è stato mascherato da un importante apporto detritico costituito da blocchi di gneiss.

In corrispondenza della testata del bacino si riconoscono i prodotti delle fasi di ritiro della massa glaciale; in particolare, viene interpretato come morena laterale il rilievo allungato sul fianco destro della valle, mentre la porzione centrale della vallecola, caratterizzata da una superficie a morfologia irregolare da cui emergono massi eterometrici a disposizione caotica, viene geneticamente interpretata come "frana con trasporto glaciale" (*sensu* CASTIGLIONI, 1979). Lungo il fianco sinistro della testata eventuali depositi glaciali risultano difficilmente riconoscibili a causa della sovrapposizione di importanti apporti detritici e di fenomeni di rielaborazione di tipo *rock glacier*.

Nel bacino del **Rio di Villaretto** (n° 21), che drena l'ampio settore di versante compreso tra il M. Orsiera e il M. Rocciavrè risultando di conseguenza il più importante tributario di sinistra compreso nell'area del Foglio, sono conservati diffusamente depositi glaciali: in particolare lungo l'intero tratto terminale dell'incisione, fino alla confluenza con il T. Chisone, si osservano massi erratici tra i quali merita una citazione particolare, per le dimensioni significative, quello localizzato in prossimità dell'apice del conoide (quota 1.040 m); all'interno della stretta incisione valliva si rinvengono diffusamente lembi di *till*, a luoghi debolmente cementato, come in sinistra idrografica, intorno alla quota 1.250 m, dove è conservato un lembo applicato alla parete rocciosa, debolmente aggettante.

In corrispondenza dell'ampio ventaglio dei tributari di testata si rinvengono diffusi depositi glaciali riferibili alle fasi di ritiro: relativamente ben conservati, anche a livello di forme, quelli lungo il Rio del Jouglard, all'interno dell'incisione del Rio delle Selleries, lungo l'incisione della Cristalliera, in destra del rio delle Vallette.

Nel bacino del **Rio del Puy** (n° 22) si segnala un lembo fortemente rimodellato nei pressi della frazione omonima ed una morena laterale sinistra relativamente ben conservata tra i 1.900 e i 1.750 m.

Viene dubitativamente attribuito ad un fenomeno di transfluenza del ghiacciaio del Colle dell'Orsiera in corrispondenza alla dorsale di Pra Catinat, avvenuto durante l'LGM, anche un lembo fortemente rimodellato in destra del Rio della Draja, tra le quote 1.850 e 1.780 m.

Nel bacino del **Rio d'Usseaux** (n° 23) è stato rinvenuto un lembo fortemente rimodellato a Sud della bergeria l'Alpe, verosimilmente attribuibile all'LGM. Alle fasi di ritiro di quest'ultimo sono attribuibili i depositi conservati in località Piano dell'Alpe, dove si osservano più ordini di morene laterali, disposte subparallelamente, e ridotte cerchie frontali a disposizione concentrica, in gran parte mascherate da depositi di tipo misto.

PROGETTO CARG

Nella porzione inferiore del versante, fino nei pressi dell'abitato di Usseaux, il grado di conservazione dei depositi risulta decisamente inferiore: vi si rinvengono lembi discontinui, conservati nella maggior parte dei casi come "morenico scheletrico sparso".

Nel bacino del **Rio della Rossa** (n° 24) in località Piano dei Cerena, è stato riconosciuto un lembo di depositi glaciali, in parte mascherato da accumuli detritici, all'interno dei quali è tuttavia riconoscibile un segmento di morena che probabilmente separava i depositi di due modesti circhi glaciali.

Il bacino del **Rio della Mola** (n° 25), tributario di sinistra del Rio dell'Assietta, è compreso solo in parte nel Foglio. I dati disponibili suggeriscono che durante l'LGM il ghiacciaio abbia superato la dorsale di Punta Chalvet dando luogo a fenomeni di trasfluenza verso il bacino del Rio della Rossa.

Alle fasi di ritiro è riferibile il deposito che si osserva in corrispondenza della soglia del circo glaciale, intorno alla quota 2.300 m.

Allo sbocco vallivo del **Rio del Laux** (n° 26), sono conservate entrambe le morene laterali riferite all'LGM. Queste delimitano lateralmente un deposito fluvioglaciale costituito da ghiaie ciottolose *clast-supported*, localmente ben cementate, visibili in particolare lungo la scarpata sinistra dell'incisione del torrente.

Depositi glaciali relativamente ben conservati sono inoltre riconoscibili sulla sinistra del corso d'acqua, nella fascia altimetrica compresa tra le quote 1.750 e 1.600 m; lungo il tratto superiore della valle, invece, si rinvengono per lo più tracce di modellamento in roccia. Sono con ogni probabilità geneticamente legati allo stesso ghiacciaio, a seguito di un fenomeno di trasfluenza già ipotizzato da Sacco (1928b), i depositi presenti nel tratto di valle dissecata che si diparte dalla media valle del Laux, all'altezza della bergeria del Pra del Fondo, per collegarsi al bacino del Rio di Cristove. Questa è stata abbandonata a seguito di un fenomeno di cattura operato dal basso corso del Laux a spese del collettore principale che attraverso il tratto di valle ora dissecata, drenava la testata dell'attuale valle del Laux verso il basso corso del Rio di Cristove. L'approfondimento del livello di base verificatosi lungo la valle del Laux a seguito del fenomeno descritto ha determinato l'abbandono del tratto di valle per quanto riguarda i contributi idrici, ma non ha impedito apporti da parte di agenti di trasporto dotati di maggiore inerzia come i ghiacciai.

Per quanto riguarda il **Rio di Cristove** (n° 27), i depositi riferibili all'LGM sono conservati in corrispondenza dello sbocco vallivo, dove costituiscono un corpo particolarmente potente.

Lungo il tratto superiore della valle, la conservazione dei depositi glaciali risulta invece estremamente ridotta: sono stati osservati lembi di ridotte dimensioni e massi erratici nei dintorni della bergeria di Cristove.

Al ghiacciaio del **Rio delle Verghe** (n° 28) viene riferito un unico lembo di depositi glaciali, profondamente rimodellato, riconosciuto in destra del corso d'acqua, in prossimità dello sbocco nella valle principale.

Al bacino del **Rio Corbiera** (n° 29) viene attribuito dubitativamente un lembo conservato in sinistra del corso d'acqua, in corrispondenza dello sbocco nella

PROGETTO CARG

valle principale. Nella parte alta del bacino, in prossimità di C. del Clot, è conservata un'estesa copertura di depositi glaciali, all'interno della quale si riconoscono archi morenici ad andamento subparallelo.

Attribuibili ad apporti congiunti di vari bacini tributari risultano alcuni lembi di depositi glaciali riconosciuti lungo il fondovalle della **Val Chisone**. Tra questi si segnalano, in particolare, in sinistra della valle: un allineamento di massi erratici conservati in destra del Rio del Pinè, tra le quote 1.350 e 1.220 m; placche di "morenico scheletrico sparso" riconoscibili in destra del tratto terminale dei rii del Puy e della Draya; infine, il lembo di deposito conservato ad Est dell'abitato di Depot tra le quote 1.170 e 1.080 m, costituito in prevalenza da *till* di ablazione *matrix-supported* in cui sono conservate tasche di sabbie relativamente ben classate. Sulla destra del fondovalle il grado di affioramento è più basso ed il riconoscimento dei lembi è stato fatto sulla scorta del ritrovamento sporadico di ciottoli di trasporto glaciale.

Bacino del Sangone - Nel bacino del **T. Sangonetto** (n° 31), i depositi legati all'LGM sono conservati in regione Palé. Qui costituiscono un apparato morenico, dissecato nella parte frontale, formatosi evidentemente quando il ghiacciaio del Sangonetto non confluiva più in quello della valle principale. In posizione più arretrata si riconoscono i depositi delle fasi di ritiro, caratterizzati da una espressione morfologica meno rimodellata; in particolare si segnala la cresta morenica latero-frontale sinistra, in località Alpe Superiore.

Nel bacino del **Rio Rocciavré** (n° 32) i depositi dell'LGM sono conservati nella fascia altimetrica compresa tra le quote 2.250 e 1.183 m e formano un apparato morenico, smembrato dal rimodellamento. I depositi sono costituiti da *diamicton* massivo, *clast-supported*, mediamente addensato, con ciottoli da subangolosi a subarrotondati, in matrice ghiaioso-sabbiosa; l'alterazione conferisce un colore bruno chiaro alla matrice nella parte sommitale.

In posizione più arretrata si riconoscono i depositi delle fasi di ritiro, caratterizzati da una espressione morfologica meno rimodellata.

Nella parte terminale sono riconoscibili i depositi fluvioglaciali che danno luogo morfologicamente alla superficie subpianeggiante di regione Prialli, la quale mostra di raccordarsi altimetricamente con quella su cui sorge il Santuario di Madonna di Lourdes, espressione morfologica di depositi legati geneticamente al bacino di Balma -Mirolette.

Nel bacino del **Rio Balma-Mirolette** (n° 33) i depositi relativi all'LGM sono conservati in regione C. Agostino, dove costituiscono un apparato morenico frontale.

La cerchia frontale si presenta debolmente rimodellata, mentre sono ancora ben riconoscibili i due cordoni morenici latero-frontali; solo il settore frontale dell'originaria cerchia è stato dissecato dal T. Balma-Mirolette. In posizione più arretrata, in corrispondenza di Rocca dei Banti e Tana dell'Orso, si riconoscono due argini morenici laterali, parzialmente smembrati dal drenaggio epigenetico; il più evidente si incontra lungo il sentiero a valle del Rifugio Balma, e si esten-

PROGETTO CARG

de altimetricamente da 1.600 a 1.690 m.

I depositi sono formati da *diamicton matrix-supported*, localmente *clast-supported*, in matrice ghiaioso-sabbiosa o sabbioso-limosa. Il deposito presenta un grado di addensamento medio-alto ed è caratterizzato da un'alterazione che conferisce un colore bruno chiaro alla matrice. Lungo la cresta morenica sinistra, in corrispondenza della cappelletta di quota 1.250 m, si osserva il contatto tra *till* di allogamento e *till* di ablazione.

In posizione ancora più arretrata si riconoscono i depositi delle fasi di ritiro caratterizzati da un'espressione morfologica meno rimodellata.

Nel bacino del **Rio Meinardo** (n° 34) i depositi legati all'LGM sono conservati in regione C. Caras dove si osserva un apparato frontale smembrato e molto rimodellato.

I deposti sono formati da *diamicton clast-supported*, poco addensato, in matrice ghiaioso-sabbioso-limosa di colore bruno-rossiccio. I ciottoli sono prevalentemente subangolosi, costituiti da gneiss occhiadini tabulari e subordinatamente da quarziti, scisti grafitici e micascisti.

3. - UNITÀ IN FORMAZIONE, NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

In questo gruppo sono state riunite tutte le unità, di origine diversa, tuttora in rapporto diretto con l'agente (corso d'acqua, ghiacciaio, nicchie di distacco, ecc.) dal quale hanno preso origine.

Unità ubiquitarie (**UID**) (Pleistocene superiore-Attuale)

Per la definizione di questo raggruppamento si rinvia al § V-1.

Depositi fluviali (**UID_b**) (Pleistocene superiore-Attuale).

Formano in superficie i fondovalle delle Valli di Susa, Sangone, Cenischia e Chisone.

Dall'esame delle stratigrafie dei sondaggi e dei rari affioramenti, si possono distinguere due litofacies: una ghiaiosa e ghiaioso-sabbiosa, e l'altra limoso-sabbiosa. La litofacies grossolana, che trova una distribuzione più generalizzata, è costituita da ghiaie e ghiaie ciottolose sabbioso-ghiaiose (20% di matrice) *clast-supported*, mal stratificate, passanti a sabbie ghiaiose con stratificazione planare; la litofacies limoso-sabbiosa compare unicamente nel fondovalle della bassa Val di Susa, ed è costituita da limi sabbiosi, localmente con livelli torbosi verso l'alto, debolmente stratificati, con uno spessore medio di qualche metro.

Costituiscono tipicamente:

- il letto attuale di piena dei corsi d'acqua;
- le superfici suborizzontali di fondovalle, più o meno debolmente terrazzate, fiancheggianti i corsi d'acqua, corrispondenti alle aree di potenziale esondazione;
- i conoidi allo sbocco dei bacini tributari.

PROGETTO CARG

Travertini (**UID$_{fl}$**). Si tratta di sedimenti in genere poco diffusi nelle Alpi occidentali, già descritti in aree limitrofe a quella compresa nel Foglio, nei pressi dell'abitato di Gad d'Oulx (Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, F° 54, "Oulx"; CAPELLO, 1942).

Questi depositi non sono invece stati indicati nella prima edizione del F° 55, "Susa", della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1910). Formano ammassi e lenti di dimensioni modeste: hanno uno spessore massimo di qualche metro, ed appartengono al gruppo dei "travertini autoctoni" secondo la classificazione utilizzata per i travertini dell'Italia centro-meridionale (CARRARA, 1991). Si tratta di concrezioni carbonatiche, per le quali i processi di incrostazione sono tanto rapidi da preservare le impronte dei vegetali (fusti e foglie) in posizione di crescita.

Sono sempre associati ad una o più sorgenti e più raramente a corsi d'acqua, e danno luogo a masse di forma e dimensione estremamente variabili: si passa da grandi corpi lenticolari ad estesi crostoni e colate subverticali o semplici incrostazioni su cuscinetti di muschio. In ogni caso la presenza dei travertini in formazione mostra di essere strettamente legata alla locale presenza di substrato carbonatico.

Le principali masse di travertino in formazione rilevate nell'area in studio sono distribuite nei seguenti settori:

- nella fascia di versante destro della medio-bassa Val di Susa, tra il limite occidentale del Foglio e l'abitato di Mattie;
- nella fascia altimetrica compresa tra le quote 1.650 e 1.700 m, sul versante sinistro della Val Cenischia, al margine nordoccidentale del Foglio, dove la presenza dei travertini mostra di essere strettamente legata ad un substrato costituito da brecce a cemento carbonatico.
- lungo le incisioni dei rii Rocciasse, Piné e del Laux.

Il passaggio tra travertini completamente formati e quelli in via di formazione in molti casi è difficile da localizzare; nella carta si sono evidenziati gli areali più significativi, privilegiando i travertini in formazione rispetto a quelli completamente formati.

Depositi di origine mista (**UID$_i$**). Comprendono i depositi per *debris flow*, di origine torrentizia e di valanga: negli areali più rappresentativi i corpi da questi costituiti tendono a mascherare i depositi glaciali o gli accumuli gravitativi completamente formati.

Sono costituiti da litofacies molto variabili tra le quali prevale generalmente un *diamicton* a matrice sabbiosa con intercalazioni di sabbie ghiaiose.

Si segnala la loro diffusa distribuzione alla testata di quasi tutti i bacini del massiccio Orsiera-Rocciavré, presso Pian dell'Alpe ed in particolare nel bacino del T. Merdarello e T. Claretto, tributari della Valle Cenischia; in quest'ultima valle tali fenomeni sono oggetto di studio e monitoraggio da parte dell'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica nel Bacino Padano del C. N. R. di Torino (TROPEANO *et alii*, 1996).

PROGETTO CARG

Accumuli gravitativi (**UID$_{a1}$**). Sotto questa denominazione si sono raggruppati tutti i fenomeni gravitativi di genesi recente, tuttora alimentabili.

Vi sono compresi accumuli gravitativi di varia natura e con aspetto morfologico molto variabile. Tra questi:

- gli accumuli caratterizzati dalla presenza di clasti e massi angolosi, eterometrici, con tessitura da *open work* a *partially open work*, privi di qualsiasi classazione granulometrica. Corrispondono geneticamente ai fenomeni classificati come crolli (*falls*);

- gli accumuli caratterizzati da una facies molto simile sia ai depositi glaciali di ablazione, ma con evidenti caratteristiche di rimobilizzazione, sia alla coltre detritico-colluviale formatasi a spese prevalentemente di calcescisti. Vengono generalmente indicati come colamenti (*earth/mud flows*) e derivano dalla mobilizzazione gravitativa prevalentemente della coltre detritico-colluviale o della porzione più superficiale del substrato alterato e/o disgregato.

Il loro riconoscimento, oltre che sulle caratteristiche di facies, si è basato anche sull'espressione morfologica.

Detriti di falda e detriti di falda a grossi blocchi (**UID$_{a3}$**). Costituiscono gli estesi areali di distribuzione degli accumuli detritici che rappresentano il prodotto del processo di disgregazione meccanica termo- e crio-clastica e dell'azione della gravità.

Sono costituiti da ghiaie ad elementi generalmente spigolosi *clast-supported*, localmente con tessitura *open-work* e scarsa matrice, talora a elementi di grandi dimensioni. La natura dei clasti rispecchia strettamente quella delle unità tettono-stratigrafiche locali.

Questi accumuli sono distribuiti in modo discontinuo e altimetricamente variabile, prevalentemente lungo le porzioni sommitali dei versanti vallivi; in particolare appaiono estesamente distribuiti negli alti bacini del Rocciavré e del Balma di Mirolette, a Nord di M. Cormetto, e nelle regioni Piano Grande, Gramanda, Le Volte, Gran Comba, Cugno Rifero, Uglio, Ravoira, Punta Rubinet, Cristalliera, Ciabertas ed a monte dei laghi dell'Albergiàn.

Nella maggior parte dei casi gli accumuli detritici sono caratterizzati da superfici continue ed uniformi con inclinazione variabile a seconda della diversa natura litologica degli elementi che li costituiscono. Lungo i canaloni o in corrispondenza dei versanti ad elevata pendenza si sono talora riscontrati coni detritici, peraltro poco diffusi.

Localmente, nelle porzioni superiori dei versanti delle valli tributarie, questi accumuli sono stati rimobilizzati da fenomeni periglaciali che hanno dato luogo a una serie di rilievi subparalleli a forma di arco che si sviluppano su lunghezze massime dell'ordine del centinaio di metri (*talus rock glaciers*); tali manifestazioni mostrano estensione significativa nelle seguenti località: parte alta dei bacini di Rocciavré, presso il Colle dell'Orsiera, a Ovest della Cristalliera, a Ovest del M. delle Palte, presso il lago inferiore dell'Albergiàn, a Nord di Porta Sarasina e in regione Cassafrera.

PROGETTO CARG

In altri casi, come in corrispondenza delle testate dei valloni laterali dei bacini di Balma di Mirolette, Rocciavrè, Arneirone, Gelassa e delle Vallette, gli accumuli detritici formano piccoli cordoni allungati, subparalleli al versante, localizzati alla base di pareti particolarmente acclivi, interpretati come il risultato dello scivolamento del detrito su campi di neve in forte pendenza ("argini detritici" di CARTON & PELFINI, 1988).

Solo localmente si sono rinvenuti accumuli detritici molto cementati sempre associati a un substrato carbonatico.

Coltre eluvio-colluviale (**UID_{b2}**). Sono state cartografate le maggiori estensioni dei prodotti della degradazione superficiale di formazioni del substrato particolarmente alterabili là dove l'interpolazione interpretativa avrebbe avuto riflessi eccessivamente soggettivi. Questa situazione si riscontra soprattutto nelle unità oceaniche di fossa, nelle quali l'elevata monotonia delle facies, da un lato, e l'estrema complessità strutturale, dall'altro, connesse con il bassissimo grado di affioramento, rendono qualsiasi interpretazione del tutto soggettiva.

Si tratta di prodotti *matrix-supported*, a prevalente matrice argilloso-limosa nerastra, nella quale sono immersi clasti angolosi (del tutto subordinatamente arrotondati, derivati dalla rielaborazione di formazioni superficiali) di calcescisti, dei litotipi ad essi associati e della copertura. Gli spessori sono estremamente variabili (da decimetrico a metrico).

PROGETTO CARG

VI - TETTONICA E METAMORFISMO

Il basamento pre-quaternario è stato interessato, in età alpina, da deformazioni tettoniche e da trasformazioni metamorfiche, che hanno quasi completamente obliterato le tracce dell'evoluzione pre-alpina, quando presente.

1. - MOTIVI TETTONICI MAGGIORI

La tettonica si è manifestata essenzialmente con sovrascorrimenti a basso angolo, messi chiaramente in evidenza dai profili geologici, che accompagnano la carta. Non sono invece note, nell'area del Foglio "Susa", dislocazioni ad alto angolo importanti. La più cospicua è la faglia che si stende in destra Dora con andamento Nord-Sud dal Colle delle Finestre al Colletto del Monte Fassolino ("Faglia del Colle delle Finestre") e che appare avere sollevato il blocco orientale, come è suggerito dal fatto che tale blocco mostra in affioramento unità strutturalmente più profonde di quelle del blocco adiacente. La faglia ha una certa evidenza fotogeologica, ma in affioramento la sua espressione è modesta, anche a causa della estesa copertura quaternaria.

La zona al margine occidentale del Foglio è attraversata dal lineamento fotogeologico noto come Linea Nizza - Cenischia. Identificato da Casati & Giovacchini (1977) su immagini Landsat, tale lineamento segue il corso del Torrente Cenischia, con andamento circa Nord-Sud. Il suo riscontro a terra è scarso e consiste unicamente in un allineamento di frane, segnalato da Forno & Massazza (1987).

La tettonica plicativa si manifesta con un sistema di pieghe ad asse Est-Ovest, Sud-vergenti, che è dominante in tutto il settore orientale del Foglio, e che più a occidente lascia il posto a un sistema con andamento meridiano, da considerare

PROGETTO CARG

più recente in base ai rapporti di interferenza. Al margine occidentale del Foglio, il bordo del Massiccio di Ambin è interessato da una grande piega "retroflessa" ovvero a vergenza anti-alpina (= padana = adria = africana) che si sviluppa nell'adiacente Foglio 153 - Bardonecchia (motivo strutturale ubiquitario nell'arco interno delle Alpi Occidentali); cfr. CALLEGARI *et alii*, 1980.

2. - METAMORFISMO

Le trasformazioni metamorfiche riscontrate nelle varie unità del basamento cristallino sono già state diffusamente menzionate nella descrizione litostratigrafica delle singole unità, con l'indicazione delle paragenesi significative e\o del grado metamorfico. Ci limiteremo qui pertanto ad alcune considerazioni riepilogative.

Il quadro non si discosta, nei suoi tratti essenziali da quello generale già noto nelle Alpi Cozie: fasi alpine iniziali in alta pressione ed una evoluzione da condizioni estreme (ritrovamenti discontinui di eclogiti) a condizioni più moderate (paragenesi scisti blu assai diffuse) fino a quelle di gradiente normale, e quindi più "calde" attestate dalla ubiquitaria ricristallizzazione con paragenesi scisti verdi. Non è ignota alla letteratura (cfr. BORGHI *et alii*, 1985) nemmeno la fase di riscaldamento ulteriore attestata dagli orli di oligoclasio su albite, incontrata in scisti dell'unità monometamorfica del Massiccio Dora-Maira (Complesso Grafitico del Pinerolese).

L'associazione mineralogica legata alle prime due fasi, soprattutto l'eclogitica, si presenta con carattere relitto. Di conseguenza, non è sempre facile decidere se la sua assenza è primaria oppure legata ad una più completa obliterazione sviluppata durante la successiva fase scisti verdi (che talvolta sembra essersi prodotta durante una decompressione in condizioni isoterme o con moderato aumento della temperatura). Questo problema emerge con vigore dal capitolo della tettonostratigrafia, il quale segnala differenze anche importanti tra unità che possono essere adiacenti in affioramento. In questi casi, il rilevamento dettagliato generalmente mette in luce la natura tettonica del contatto.

Associazioni mineralogiche "calde", in particolare granato, biotite rossa e muscovite in metapeliti, riscontrate in alcune unità, corrispondono a temperature che appaiono non essere state raggiunte durante l'orogenesi alpina, all'attuale livello di erosione. Sulla base della letteratura vengono concordemente attribuite all'orogenesi pre-alpina (varisica): proprio queste associazioni mineralogiche, insieme talvolta al quadro della deformazione ed a rapporti di intrusione con eruttivi tardo-paleozoici, hanno permesso la identificazione di unità polimetamorfiche.

Per completare il quadro del metamorfismo, va ancora ricordata, per la sua importanza ed eccezionalità, un'unità già menzionata nell'introduzione bibliografica, e sulla quale non ci soffermiamo ulteriormente, perché non affiora nel Foglio "Susa": parliamo della unità problematica con associazione di altissima pressione comprendente coesite, affiorante presso Martiniana Po.

PROGETTO CARG

3. - STRUTTURE MINORI

Quando si scende dalla scala regionale a quella dell'affioramento, il discorso sul metamorfismo si intreccia con quello sulla struttura (è per questo che sono stati raggruppati nella presente sezione). Il quadro delle strutture minori si presenta come segue.

3.1. - Fasi antiche

Di regola, la più antica fase di piegamento riconoscibile (F_1) ha prodotto una scistosità pervasiva e traspositiva (S_1) conservata nei litotipi più competenti (gneiss, marmi), e che è invece scarsamente preservata in quelli ricchi in mica, più duttili. In questi infatti si sviluppa in modo pervasivo una seconda scistosità S_2 legata a pieghe F_2, mentre la prima sopravvive come cerniere intrafoliali isoclinali. Entrambe queste discontinuità planari possono pertanto, a seconda delle circostanze, presentarsi come la scistosità principale ("regionale"). In favorevoli condizioni di osservazione, possono essere discriminate in base ai rapporti di intersezione e sovrapposizione (esempio, belle figure di interferenza presso la cima del Monte Molaras).

In particolare, per quanto riguarda l'Unità Dora-Maira, negli gneiss la scistosità principale è normalmente la S_1, che si manifesta con la isorientazione delle miche e dei porfiroclasti (appiattiti), e la trasposizione delle vene di quarzo. La seconda fase produce effetti prevalentemente sui livelli più micacei, dove può dare pieghe della scistosità S_1 a tendenza isoclinale con piano assiale parallelo alle nuove superfici, e crenulazione in cerniera. Nei micascisti la scistosità principale è invece la S_2, che talora assume i caratteri di un clivaggio di crenulazione molto pervasivo, che traspone quasi completamente la S_1 (riconoscibile nelle ombre di pressione, ad esempio nelle cerniere di pieghe F_2). Quanto ai marmi di copertura, la superficie-S più vistosa è un *layering* mineralogico sviluppato durante la fase F_1 e parallelizzato ai piani assiali F_2. Nei marmi dolomitici, la fase F_2 può presentarsi con pieghe serrate non scistogene, oppure mostranti solamente un clivaggio in cerniera, poco penetrativo. Un quadro analogo si osserva nei calcescisti arenacei, nei quali il clivaggio è talora più pervasivo.

Nella Zona Piemontese, la varietà delle litologie mette l'osservatore di fronte a comportamenti strutturali molto diversi. Le serpentiniti massicce sono spesso prive di anisotropie. Nei serpentinoscisti e nei cloritoscisti la scistosità principale è verosimilmente una S_2, come si deduce dal fatto che talvolta lascia intravedere un *fabric* più vecchio, relitto. Le prasiniti hanno un *layering* metamorfico probabilmente di fase F_1. Nei calcescisti filladici la scistosità principale è una S_2, definita dal parallelismo dei fillosilicati, mentre la S_1 è talora preservata nelle facies più competenti, anche a dare micropieghe nei microlitoni corrispondenti a S_2. Infine, nelle facies gneissiche e quarzitiche "tipo Charbonnel" il *layering* metamorfico è S_1, mentre S_2 si sviluppa solo nelle facies più fillosilicatiche e calcescistose.

PROGETTO GRAFICO

Alla fase 2 è associata una ubiquitaria lineazione, generalmente parallela agli assi delle pieghe F_2, spesso con carattere di *stretching*, talora, ma non sempre, interpretabile come intersezione di S_2 e S_1.

La presenza di una lineazione parallela ad assi di piega, ubiquitaria e spesso dominante, con andamento trasversale rispetto all'allungamento della catena è nota in molti orogeni, tra i quali quello delle Alpi Occidentali; la sua genesi è invariabilmente controversa. In particolare, è nota e discussa nelle Alpi Cozie (Chatterjee, 1963; Caby, 1974; Sacchi 1978; 1984), dove ne è stata proposta, in base al *fabric* del quarzo (Laurent & Etchecopar, 1976), la genesi con meccanismo di taglio semplice (*simple shear*) risultante in uno *stretching* parallelo alla direzione di trasporto ("lineazione-a"). Il meccanismo genetico (recepito in Sacchi *et alii*, 1983 e parzialmente contestato da Mertz & Siddans, 1985) sarebbe sostanzialmente analogo a quello delle pieghe a guaina (*sheath folds*), che in effetti sono talvolta osservate, omoassiali con la lineazione. L'analisi dei rapporti tra blastesi e deformazione porta alla conclusione che le prime due fasi di deformazione si sono sviluppate in condizioni di alta pressione e quindi sono associate al metamorfismo di facies eclogite / scisti blu anche se tale quadro non è sempre chiaramente leggibile in tutti i litotipi, data la scarsità di paragenesi significative e l'ubiquitario sviluppo di paragenesi in facies scisti verdi legate alle fasi deformative più recenti.

Riepilogando quel che concerne lo stile della deformazione, si rileva che la fase F_1 ha uno stile fortemente traspositivo, piuttosto indifferente alle variazioni di litologia. Durante la fase F_2, invece, le rocce più competenti tendono a dare pieghe a stile simile con cerniere arrotondate, mentre le rocce meno competenti, spesso fittamente pieghettate, hanno sviluppato pieghe più serrate, ricche di parassite, talora con *boudinage* dei livelli meno duttili.

3.2. - Fasi recenti

Successivamente alle fasi sopra descritte, altre deformazioni si sono sviluppate con uno stile che denuncia un ambiente genetico chiaramente meno profondo. Le pieghe qui riferite alla fase F_3 sono piuttosto aperte, più raramente serrate, spesso ricche di parassite nei livelli duttili, spesso disarmoniche nei livelli più rigidi, spesso con caratteri che indicano comportamento fragile-duttile. L'asse generalmente è diretto Est-Ovest e la vergenza meridionale. Ci sono indizi che il meccanismo genetico comprenda scivolamento lungo le superfici piegate. Danno clivaggio di crenulazione nelle rocce più micacee, mentre nelle più competenti sviluppano solo, e non sempre, un clivaggio di frattura, poco pervasivo. F_3 comprende anche lo sviluppo di una lineazione associata alla crenulazione. I rapporti di sovrapposizione delle pieghe F_3 alle strutture più antiche si osservano, ad esempio, alla "Paretine Bianche" ad Est di Foresto (Val di Susa) e negli gneiss tipo "Pietra di Luserna" (Basamento Dora-Maira) affioranti in Val di Susa nei dintorni di Bussoleno.

PROGETTO CARG

Esiste infine un'ultima fase F_4 che ha prodotto pieghe generalmente aperte, non scistogene, con asse orientato in prevalenza Nord-Sud.

Piccole faglie, generalmente compressive, osservate qui e là nei depositi quaternari non hanno mai trovato un collegamento con deformazioni del substrato, e appaiono riferibili a glaciotettonica.

4. - ZONE DI TAGLIO E CATACLASI

Zone di taglio duttile di spessore fino a una decina di metri, sinscistose, probabilmente riferibili alla fase F_1, si incontrano sporadicamente (esempio, Falcimagna) nei terreni mesozoici. Talora mostrano un *mélange* tettonico, con frammenti di varia litologia imballati in matrice carbonatico-micacea. Sviluppano una foliazione che talora assume caratteri di *layering*. Altre zone di taglio con foliazione parallela a S_2, localmente includenti serpentiniti ed altre Pietre Verdi, sono probabilmente riferibili alla fase F_2 (vari esempi in sinistra Dora).

Per quanto riguarda l'Unità Dora-Maira, alla prima fase di deformazione sono riferibili le fasce di miloniti, note come "micascisti argentei", caratterizzate da paragenesi di alta pressione molto semplici a fengite e quarzo (±Mg-Clorite, ± Mg-cloritoide) (Cadoppi, 1990), presenti entro granitoidi e al contatto tra i micascisti a cloritoidi e gli ortogneiss. Non mancano tuttavia altre zone di taglio a basso angolo sviluppatesi più tardivamente e cioè sia in fase scisti verdi, sia durante o dopo la fase F_3.

Alle pieghe F_3 si associano fasce cataclastiche con la stessa vergenza. Nei marmi dolomitici queste fasce vedono lo sviluppo di cataclasiti spesso carsificate, identificate come "carniole" in letteratura: l'esempio più cospicuo è ancora presso Falcimagna, dove si ha una importante fascia con giacitura 350-30, riconoscibile su circa 4 km, che ospita un allineamento di sorgenti. Il movimento (qui congruo con la vergenza delle pieghe) è inverso, carattere questo che si rileva anche in altre fasce di cataclasi. Fasce di cataclasiti Sud-vergenti si rilevano anche nell'Unità Dora-Maira.

5 - NEOTETTONICA

Gli aspetti concettuali e metodologici della neotettonica sono di recente acquisizione e non possono essere certamente ritenuti consolidati. D'altro canto, la ricostruzione dell'evoluzione recente delle strutture tettoniche non rientra tra gli ordinari obiettivi della cartografia geologica di base, attività nella quale si colloca il rilevamento del Foglio.

Si ritiene tuttavia utile, per completare il quadro delle conoscenze geologiche dell'area in esame, riunire in questo paragrafo le scarne e disuniformi informazioni sull'argomento reperibili in letteratura o inedite, frutto di ricerche indipendenti dalla realizzazione del Foglio stesso.

PROGETTO CARG

È innanzitutto bene precisare che il termine neotettonica viene considerato in questo contesto sinonimo di "tettonica di superficie", locuzione sotto la quale vengono riunite le manifestazioni dell'attività geodinamica che si sono esplicate e si esplicano in corrispondenza o in prossimità della superficie topografica. In quanto tali, poiché il veloce procedere dell'erosione negli ambiti montuosi come quello dell'area coperta dal Foglio, tra le infinite, successive manifestazioni superficiali che si sono prodotte, consente la conservazione solo di quelle recenti, la "tettonica di superficie" attualmente osservabile è necessariamente anche e solo recente.

Seguendo l'approccio utilizzato nella realizzazione della "Carta Neotettonica d'Italia" alla scala 1:500.000 (Ambrosetti *et alii*, 1987), appare opportuno analizzare separatamente le manifestazioni di neotettonica "areale" e "lineare". Le prime comprendono deformazioni di tipo continuo che interessano singoli blocchi neotettonici di dimensioni regionali, assimilabili a megastrutture. Le seconde corrispondono invece a strutture a prevalente sviluppo lineare, come le maggiori strutture disgiuntive di tipo fragile, o comunque riconducibili a "fasci di deformazione".

Le manifestazioni di *neotettonica areale* vengono normalmente evidenziate, qualitativamente e quantitativamente, tramite l'analisi della scansione cronologica dell'evoluzione erosionale dei singoli bacini idrografici. Nel caso del Bacino del Cenischia e della bassa Val di Susa, nei quali rientra la parte maggiore dell'area rappresentata dal Foglio, due sono le componenti di mobilità recente che si colgono utilizzando le informazioni fornite dalla morfostratigrafia: la prima è rappresentata dalla forte componente differenziale di sollevamento, da Est verso Ovest, indicata dalla progressiva maggiore inclinazione delle unità di modellamento, che si rileva nel profilo longitudinale del bacino: si tratta di un carattere che accomuna la Val di Susa con le altre maggiori vallate dell'arco alpino occidentale a decorso trasversale rispetto agli assi strutturali, anche se nel caso specifico l'entità della componente differenziale appare senz'altro di maggiore entità.

Il secondo è rappresentato dalla altrettanto marcata componente differenziale di sollevamento che si coglie in direzione trasversale all'asse vallivo, nel tratto posto all'altezza e immediatamente a valle della città di Susa: in corrispondenza del versante destro, la ripetuta successione di marcate contropendenze create dal modellamento glaciale (area di Meana di Susa) rappresentano la conseguenza della progressiva, veloce migrazione verso sinistra (NE), contemporaneamente al modesto approfondimento erosionale, del ghiacciaio principale nel corso dell'ultima glaciazione (cfr. Righi, 1980). A questa situazione fa riscontro la ripidità e la continuità del settore prospiciente il versante sinistro. Entrambe le situazioni morfologiche ben si inquadrano in un sollevamento differenziale, da NNE a SSW, di questo settore dell'ammasso roccioso. Il carattere localizzato del fenomeno induce a ipotizzare l'esistenza di una struttura con ruolo di svincolo nel settore situato ad Est dello stesso. Questa sembra corrispondere alla Faglia del Colle delle Finestre. Tale interpretazione appare avvalorata dalla presenza in località

PROGETTO CARG

Madonna dell'Ecova (Mompantero) di una singolare manifestazione di neotettonica lineare altrimenti difficilmente inquadrabile (cfr. *infra*).

Per quanto concerne il segmento del bacino della Val Chisone compreso nell'area del Foglio, va preliminarmente sottolineato che quest'ultima appare incisa, per quanto riguarda l'intervallo di tempo più recente della storia geologica, in un "mondo geologico" completamente diverso da quello in cui è modellata la Val di Susa: nel primo è conservato un potente complesso di depositi in facies "villafranchiana" (di età pleistocenica inferiore?) fin molto addentro nella valle (Perosa Argentina) e più a monte, sia pure profondamente dissecati, sono ancora conservati sedimenti di un Quaternario antico fino a monte di Perosa Argentina (*Alloformazione di Roreto*, di cui nel Foglio è compreso un lembo di ridottissime dimensioni), compresa nell'area del Foglio "Susa". Inoltre la Val Chisone, com'è già stato ricordato nella sezione II, non ha mai ospitato un proprio ghiacciaio, ma i depositi glaciali che vi si rinvengono sono legati geneticamente ai ghiacciai delle valli laterali. Ora, se questa seconda singolarità può essere spiegata con l'assenza nella Val Chisone di una vera testata sviluppata a quote elevate, in grado di ospitare un circo glaciale (la Val Chisone prende origine dal Colle del Sestriere, a q. 2.033, relitto di una valle legata ad una più antica configurazione del sistema di drenaggio), la conservazione di depositi quaternari antichi lungo il suo settore sud-orientale non può essere interpretato che come conseguenza di una sostanziale stabilità tettonica dell'ammasso roccioso in cui è impostato l'intero bacino.

La spiccata differenza dei due bacini contigui della Val di Susa e della Val Chisone induce anche in questo caso a postulare l'esistenza di una importante struttura, con ruolo di svincolo, e con andamento circa meridiano, nel settore montuoso che separa i due bacini. Il suo riscontro sul terreno, reso se non impossibile molto difficile a causa della monotonia delle formazioni rocciose coinvolte, potrebbe essere riconducibile ad una serie di strutture *en échelon* appartenenti al citato sistema Cenischia-Nizza.

Passando infine alle manifestazioni di *neotettonica lineare*, la manifestazione senza dubbio più singolare è quella già citata, e per il momento inspiegata, rilevabile in località Madonna dell'Ecova, in sinistra della Val di Susa: qui si osservano depositi di conoide cementati, di età più recente dell'ultima espansione glaciale locale in quanto poggianti su *till* di allogamento riferibili a quest'ultima; la loro distribuzione appare ormai completamente svincolata dal paesaggio attuale; i sedimenti si presentano, inoltre, intensamente piegati fino a raggiungere un'inclinazione molto forte verso Ovest. Sia l'età che l'orientazione (quest'ultima fortemente obliqua nei confronti della direzione di flusso sia del ghiacciaio della valle principale che di quello secondario della valle del T. Rocciamelone, che prendeva origine alla cima omonima) della struttura non sembrano conciliabili con una sua origine glaciotettonica. Come già ricordato, sembra invece possibile un suo legame con l'importante Faglia del Colle delle Finestre.

Un'altra struttura disgiuntiva ad evoluzione recente, molto più importante in

PROGETTO CARG

termini di sviluppo e di ruolo regionale, è quella nota in letteratura come Faglia di Valgioie (NICOLAS, 1966). Questa corre diagonalmente all'asse della bassa Val di Susa per assumere poi, nella sua prosecuzione settentrionale, un andamento NW-SE. Proprio lungo quest'ultimo tratto si sono prodotte in epoca postglaciale una serie di paleofrane (Paleofrane di Mocchie, di Pralesio, ecc.). La circostanza non sembra riconducibile unicamente allo stato di maggior fratturazione dell'ammasso roccioso legato alla sua tettonizzazione ma, così come avviene per numerose altre importanti strutture fragili, appare legata geneticamente all'evoluzione recente di questa importante struttura.

L'imponente distribuzione delle DGPV che i rilevamenti hanno messo in luce in gran parte del versante destro della Val di Susa non trova per ora una spiegazione unitaria. Anche se appare evidente che alcuni di questi fenomeni sono legati geneticamente a condizioni svincolate dall'evoluzione geodinamica (ad esempio fenomeni di collasso indotti da imponenti processi di dissoluzione carsica profonda; cfr. § VI-6), il fatto che manifestazioni di questo genere trovino una distribuzione non generalizzata, ma concentrata in particolari settori delle Alpi (come, per citare un altro esempio, in alcuni tratti della Valle d'Aosta) lascia ritenere che esista un legame, per il momento non ancora individuato, con un importante fattore evolutivo recente quale non sembra poter essere altri che la neotettonica.

6. - "DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE" (DGPV)

Recentemente sono stati riconosciuti, sia in ambito alpino che appenninico, fenomeni gravitativi che mostrano di avere avuto un peso determinante nella morfogenesi, le cosiddette "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante" (DGPV). Si tratta di *"fenomeni di movimento in massa in cui la presenza di una eventuale superficie di scorrimento continua non è macroscopicamente evidente e non è necessario postularla per rendere conto delle deformazioni osservate sia in superficie che in profondità. L'entità dello spostamento è piccola rispetto alle dimensioni del fenomeno. I meccanismi di deformazione sono quelli che per la loro dinamica non necessitano di una superficie o zona di rottura continua"* (SORRISO-VALVO, 1995).

L'importanza del ruolo giocato da questi fenomeni di lenta e progressiva deformazione dell'ammasso roccioso nella morfogenesi dei rilievi montuosi è stata sottolineata in numerosi lavori specifici. Nell'arco alpino occidentale ciò è stato confermato da studi a carattere regionale e locale (bibliografia in MORTARA & SORZANA, 1987; FORLATI *et alii*, 1995; PUMA *et alii*, 1989).

Il riconoscimento di questi fenomeni nell'ambito dei rilevamenti si è basato sull'individuazione sistematica di manifestazioni ad essi tipicamente connesse, quali, nei *settori sommitali* dei versanti:

- *trincee di DGPV*: depressioni allungate, di dimensioni variabili da metriche

PROGETTO CARG

a decametriche, con fondo spesso costituito da materiale detritico; rappresentano l'espressione morfologica di fratture aperte in profondità sviluppate longitudinalmente per decine o centinaia di metri; avvallamenti subcircolari o subellittici, con asse di allungamento maggiore di dimensioni metriche o decametriche e profondità di alcune decine di metri. Sono localizzate in aree caratterizzate da un elevato grado di allentamento del substrato roccioso e rappresentano generalmente il prodotto dell'evoluzione di trincee; depressioni allungate aventi sviluppo longitudinale da decametrico a ettometrico e trasversale da metrico a decametrico, determinate dall'intersezione di un piano di scivolamento gravitativo con la superficie topografica. Questo elemento morfologico caratterizza i settori di cresta a valle dei quali si sviluppano fenomeni di deformazione gravitativa profonda, nonché i margini laterali delle deformazioni stesse.

- *gradini di scivolamento*: rotture di pendenza del versante, generalmente nette, corrispondenti a ripidi gradini rocciosi, lungo le quali si è verificata la dislocazione del versante. A differenza del movimento con sola componente orizzontale, normale alla direzione, che caratterizza l'evoluzione dalla frattura alla trincea, nel gradino di scivolamento la componente di movimento relativo dei due blocchi di roccia è prevalentemente verticale e giace sul piano stesso di scivolamento. Il gradino viene definito "mascherato" nei casi in cui la superficie in roccia è estesamente coperta da prodotti detritico-colluviali.

Nei *settori inferiori* del versante, i fenomeni di deformazione sono morfologicamente espressi da *rigonfiamenti* generalmente a scala ettometrica, localmente delimitati da depressioni chiuse (es.: M. Cormetto, Pian del Sion e Truc delle Vaccare).

L'espressione superficiale dei fenomeni gravitativi individuati ha permesso di identificare porzioni di versante caratterizzate da stili e tipologie di deformazione alquanto diversificati.

Come è osservabile in Fig. 2, la maggiore parte delle DGPV sono distribuite prevalentemente in corrispondenza della dorsale spartiacque fra le Valli Susa e Chisone, nel prolungamento di quest'ultima verso Est, nello spartiacque tra la Val di Susa e la Val Sangonetto, sul versante sinistro della Val Cenishia e nel settore sudoccidentale del Foglio, in destra del Chisone.

Parte delle DGPV sono state in passato descritte e interpretate come "paleofrane", nella definizione delle quali entrava il grande volume della massa coinvolta nel movimento, l'età geologicamente apprezzabile dell'inizio del fenomeno e la persistenza delle condizioni di instabilità (Carraro *et alii*, 1979; Carraro & Forno, 1981; Forno & Massazza, 1987).

Il grado di evoluzione delle DGPV si presenta molto variabile. Si passa da fenomeni molto evoluti, ben individuabili e delimitabili, associati localmente nella parte medio-inferiore ad accumuli gravitativi (M. Salancia, M. Cormetto, P. Prato di Fiera, Colle degli Astesiani, Usseaux-Balboutet), a fenomeni poco evoluti o quiescenti, caratterizzati, in alcuni casi, dalla sola presenza di elementi di tetto-

PROGETTO CARG

nica superficiale distribuiti nella porzione di versante superiore (Carra Saettiva, Gran Faetto, Pecquerel, Grange, M. Bocciarda, Maffiotto). In questi ultimi casi la loro delimitazione è incerta anche per la scarsità di elementi morfologici diagnostici.

Per quanto riguarda le cause predisponenti, verosimilmente sono molteplici, e certamente non tutte note; per le DGPV localizzate lungo lo spartiacque Susa e Chisone, alcuni Autori (PUMA *et alii, op. cit.*) hanno individuato l'alta energia dei versanti, le caratteristiche lito-strutturali e geomeccaniche e di rilascio di stress da deglaciazione; più recentemente gli studi condotti nell'area si sono indirizzati all'analisi dei legami fra deformazioni gravitative ed evoluzione geodinamica (GIARDINO & POLINO, 1997).

Per alcune DGPV del versante sinistro della Val Cenischia, dei bacini del T. Prebech e del Rio Pissaglio, è possibile ipotizzare come causa predisponente la presenza di forti riduzioni di volume dell'ammasso roccioso in profondità a seguito di generalizzati processi di dissoluzione di rocce particolarmente solubili, come i gessi.

PROGETTO CARG

VII - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - RISORSE MINERARIE E ATTIVITÀ ESTRATTIVE

La ricerca mineraria e l'attività estrattiva nelle valli Susa, Sangone e Chisone, comprese nel Foglio "Susa", sono attualmente molto scarse se non del tutto assenti. L'attività estrattiva, in particolare di materiali lapidei, fu invece molto intensa nei secoli passati, soprattutto tra il 1600 e l'inizio del 1800, favorita anche dal fatto che la Val di Susa rappresentava la principale via di collegamento con le regioni transalpine. Numerose cave abbandonate, ancora ben visibili in Val di Susa, sono la testimonianza di tale fervida attività. I materiali estratti erano principalmente i marmi e le metadolomie appartenenti alle coperture mesozoiche dell'Unità Dora-Maira e le varietà di gneiss e metagraniti appartenenti al basamento pretriassico della stessa Unità, che furono ampiamente utilizzati nei numerosi cantieri edilizi che sorsero a Torino all'inizio del Settecento (Berti, 1995). Le cave presenti alla base della bastionata dolomitica che sovrasta i comuni di Foresto e di Bussoleno hanno fornito infatti il marmo per il Duomo di Torino e per altri edifici monumentali del XVII-XVIII secolo (Berti, 1998).

Lo gneiss che affiora in Val di Susa e in parte in Val Sangone, molto simile alla più nota Pietra di Luserna, veniva cavato e lavorato probabilmente già in epoca romana e sicuramente le cave più antiche (Vaie e Villarfocchiardo) risalgono al 1400 circa (Sacco, 1907).

Nella prima metà dell'Ottocento, l'attività estrattiva si riduce drasticamente, anche per la forte concorrenza dei marmi toscani, lombardi e veneti, e le numerose cave di marmo vengono progressivamente abbandonate o utilizzate solo per la produzione di pietra da calce.

Oltre ai marmi (conosciuti come marmi di Chianocco o di Foresto) e ai vari tipi di gneiss che a seconda della varietà e località di estrazione erano noti con il no-

PROGETTO CARG

me di gneiss di Borgone o di Maometto, gneiss di Vaie, gneiss di Villarfocchiardo, gneiss di S. Basilio, in Val di Susa e in Val Sangone si è avuto in passato un'intenso sfruttamento di banchi di quarziti (a Villarfocchiardo e a Col Bione), destinate, come materiale refrattario, alle ferriere di Avigliana (PERETTI, 1940).

Attualmente l'unica cava attiva è situata nel comune di Bussoleno, poco a valle della frazione Tignai (versante destro della Val di Susa): viene estratto uno gneiss leucocratico a tormalina che presenta una colorazione verde pallido impartita dalla presenza, in quantità variabili, di fengite verde. Per le sue variazioni cromatiche e tessiturali, questo tipo di gneiss è particolarmente apprezzato, anche all'estero, come pietra ornamentale.

Per quanto riguarda le mineralizzazioni, è sicuramente da ricordare quella ad arseniuri di nichel e cobalto dell'Alpe Cruvino in Val di Susa (versante sinistro) che fu coltivata per circa due secoli fino al 1875 (FENOGLIO & FORNASERI, 1940). Si tratta di filoni subverticali di modeste dimensioni (potenza da qualche decimetro a un metro al massimo) incassati nelle prasiniti e nei serpentinoscisti appartenenti all'unità oceanica "bassa Val di Susa-valli di Lanzo-Monte Orsiera".

Altre mineralizzazioni, di più modesta entità, sempre associate alle ofioliti affioranti lungo il versante sinistro della Val di Susa, sono quelle a pirite e calcopirite di Balmafol (sopra a Bussoleno) e di Balmoncello nei pressi di Mocchie (PERETTI, 1940).

Un discorso a parte meritano le mineralizzazioni a talco presenti nell'alta Val Sangone e in Val Chisone (La Roussa, versante sinistro) (PERETTI, 1928, 1966). Si tratta di livelli di potenza variabile incassati nei marmi e micascisti appartenenti al basamento pretriassico del Dora-Maira, in prossimità del contatto con l'Unità ofiolitica del Rocciavrè. Le caratteristiche e la purezza del talco e il contesto geologico in cui lo si ritrova sono del tutto simili a quelle delle più importanti mineralizzazioni ubicate in Val Germanasca (Miniera di Fontane e di Crosetto), tutt'oggi coltivate dalla società francese Luzenac.

Le mineralizzazioni della Val Sangone, ubicate nel Vallone di Ricciavré, sono state sfruttate, a varie riprese, fino alla fine degli anni '60, nelle miniere di Garida, Martinetto e Gran Camp. Attualmente è attivo un permesso di ricerca nella miniera di Garida, atto a valutare le potenzialità e la distribuzione del giacimento di talco.

Infine è ancora da segnalare che nel comune di Vaie viene sfruttata una sorgente (Sorgente del Truc) per la commercializzazione di acque oligominerali.

2. - IDROGEOLOGIA

Gli acquiferi principali presenti nella zona del Foglio "Susa" sono i seguenti:

- **Acquiferi a permeabilità primaria**, corrispondenti a corpi sedimentari quaternari, quali depositi ghiaiosi alluvionali di fondovalle e dei conoidi dei tributari, depositi glaciali e depositi gravitativi.

I depositi alluvionali di fondovalle sono sede di falda freatica comunicante con

PROGETTO CARG

i corsi dei fiumi relativi. In particolare la falda dei depositi del F. Dora Riparia è superficiale, con oscillazioni dovute alle variazioni stagionali di piovosità e di portata del corso d'acqua. La presenza di intercalazioni sabbioso-limose lacustri non costituisce elemento di compartimentazione della falda che rimane unitaria.

I depositi quaternari, prevalentemente glaciali (Unità completamente formate) e gravitativi o misti presenti sui versanti, possono costituire acquiferi locali ed essere sede di falda freatica, con forti variazioni stagionali. Tali falde possono alimentare alcune sorgenti di utilizzo locale, situate lungo l'intersezione dell'interfaccia tra depositi quaternari di versante ed il sottostante basamento con la superfice topografica. Le acque di tali sorgenti hanno in genere una composizione bicarbonato-calcica di bassa salinità ionica, indicante una circolazione superficiale su percorsi brevi.

- **Acquiferi a permeabilità secondaria**, ospitati nei litotipi del basamento prequaternario. Nelle rocce a dominante componente silicatica (gneiss, micascisti), la permeabilità secondaria è indotta dalla densità di fratturazione e dal grado di allentamento delle fratture stesse. I sistemi di fratture possono essere rilasciati in prossimità dei versanti, per cui si vengono a creare degli acquiferi limitati, che possono avere comunicazioni con quelli superficiali in mezzi porosi. Quando i sistemi di fratturazione sono invece associati a fasci cataclastici e/o faglie di notevole estensione longitudinale, si possono formare acquiferi a caratteristiche geometriche tali da indurre circolazione di acque su lunghe distanze. Tali acquiferi, ove sede di falda, possono alimentare sorgenti principali.

Nei litotipi a rilevante componente carbonatica (marmi, calcescisti), oltre ai citati fenomeni sopraelencati, si osserva la presenza di fenomeni di dissoluzione che tendono a dilatare le fratture e innescare veri e propri fenomeni carsici, sebbene a scala ridotta. In particolare le metadolomie del Complesso di Foresto-Chianocco - M. Molaras possono presentare in profondità dei fenomeni di decementazione e dissoluzione, associati talvolta alla presenza di gesso o anidrite. Tali caratteri possono portare, in opportune situazioni di interfaccia acqua-roccia, alla formazione di acque solfato-calciche.

Analogamente acque dello stesso tipo si possono originare in circolazioni all'interno delle "carniole" (**BCC**).

L'acquifero sfruttato da pozzi per uso idropotabile e industriale è quello relativo ai depositi di fondovalle del F. Dora Riparia, nei quali sono ubicati numerosi pozzi nel settore tra Foresto e Chiusa S. Michele.

Dall'esame delle stratigrafie disponibili dei pozzi, peraltro distribuiti in modo discontinuo e disomogeneo, si evidenziano due settori distinti dal punto di vista idrogeologico:

- il settore a valle di Borgone con un primo acquifero freatico caratterizzato da una potente (da 8 a 25 m) coltre di ghiaie a matrice sabbiosa, parzialmente isolato da un secondo acquifero semiconfinato da una serie di setti argillosi con

PROGETTO CARTA

spessore decametrico. Quest'ultimo acquifero risulta essere sfruttato da una serie di pozzi ad uso idropotabile ed a uso industriale.

A Vaie è presente un pozzo (-81 m dal p.c.) sfruttato per la captazione di acqua minerale (Stabilimento di Chiusa San Michele). I Comuni di Borgone e S. Antonino di Susa sono approvvigionati in parte da acque del sottosuolo vallivo con due pozzi ad uso idropotabile (spinti rispettivamente a -50 e -87 m dal p.c.), infine sono presenti una serie di pozzi idropotabili terebrati a monte di Susa nel Comune di Gravere.

Sono presenti inoltre una serie di pozzi industriali per gli impianti di raffreddamento di acciaierie a Condove (- 50 m), a Borgone (- 40 m) e a San Didero (- 20 m).

- Il settore a monte di Borgone caratterizzato da un unico acquifero impostato nelle ghiaie passanti in profondità ad alternanza con conglomerati più o meno compatti. Nella zona a valle dell'abitato di Susa alcuni pozzi raggiungono i - 100 m di profondità.

Nella carta geologica sono inoltre indicate le ubicazioni dei sondaggi, a debole profondità, e che interessano quindi solo l'acquifero superficiale, effettuati per la realizzazione dell'Autostrada Torino-Bardonecchia.

L'approvvigionamento idrico dei Comuni della Bassa Val di Susa risulta alimentato completamente od in parte da sorgenti distribuite sul versante vallivo; solo recentemente i Comuni di Borgone, S. Antonino di Susa si sono dotati di pozzi terebrati nell'acquifero profondo.

Dall'esame della distribuzione delle sorgenti si osserva che la maggior parte risulta essere collocata:

- Sul versante destro della Val di Susa nel settore di versante compreso tra S. Antonino di Susa e Vaie in corrispondenza di elevata fratturazione dell'ammasso roccioso costituito dagli gneiss del Dora Maira, dove è spesso presente il toponimo "presa" seguito dalla località.

- Sul versante destro tra Bussoleno e Gravere nei settori marginali della distribuzione della copertura quaternaria, in particolare si sono rinvenute numerose emergenze nei settori che bordano i numerosi accumuli gravitativi presenti. Nel settore tra Meana e Gravere si sono osservate sorgenti ricche di carbonato di calcio con associate placche di travertino in formazione.

- Nel settore di versante compreso tra Chianocco e Foresto si è rilevata la scarsità di distribuzione di sorgenti, probabilmente legate a fenomeni carsici profondi a cui sono legate alcune deformazioni gravitative. Alcune sorgenti sono ubicate al contatto tra litotipi poco permeabili (micascisti) e litotipi permeabili per fratturazione e microcarsismo (marmi dolomitici).

I fenomeni carsici sono testimoniati dalla presenza di alcune grotte di piccole dimensioni in corrispondenza dell'incisione del Torrente Rocciamelone, già segnalate da Muratore (1940).

PROGETTO CARG

3. EVENTI ALLUVIONALI

Negli ultimi 150 anni il bacino del fiume Dora Riparia, nel tratto compreso tra la Val Cenischia e il comune di Chiusa di San Michele, è stato interessato da circa un centinaio di eventi di instabilità naturale, dei quali una settantina circa ha causato danni più o meno gravi ed estesi ad aree edificate e infrastrutture, con una media di un evento ogni due anni. Gli eventi che hanno colpito aree più o meno vaste, interessando cioè più territori comunali, si sono manifestati, per il periodo considerato, con una ricorrenza media di uno ogni 12 anni, mentre per quelli che hanno causato danni strutturali ad aree edificate o a singoli edifici la ricorrenza è stata di uno ogni 9 anni.

Dal punto di vista della stagionalità, si può osservare una netta prevalenza di eventi nel mese di giugno (37% del totale), seguito da maggio con il 14% e settembre con l'11%; gli eventi che hanno coinvolto le aree più estese si sono verificati per oltre il 50% dei casi nella tarda primavera-estate (maggio-giugno).

Considerando le varie tipologie di processo che hanno causato danni, in quasi il 60% dei casi si è trattato di piene a carattere torrentizio lungo tributari minori con associati apparati conoidali, seguite da piene di corsi d'acqua in fondovalle. Considerando invece più specificamente i danni strutturali ad aree edificate o a singoli edifici le piene torrentizie rappresentano ancora il processo più ricorrente, seguite, con minore distacco, dalle piene lungo i corsi d'acqua di fondovalle.

I fenomeni franosi hanno provocato danni nel 17% dei casi, mentre se si considerano esclusivamente i danni strutturali ad aree urbanizzate, la percentuale diminuisce al 7%.

Gli eventi nel corso dei quali sono state registrate delle vittime sono 8, per un numero accertato di una quarantina di vittime a causa di processi torrentizi, una vittima per un evento di piena e quattro vittime legate a frane, confermando i processi torrentizi come i più pericolosi.

In merito alla distribuzione delle ricorrenze medie degli eventi con danni strutturali ad aree edificate o infrastrutture, si osserva che un lungo periodo senza eventi si è manifestato tra il 1920 ed il 1947, seguito da un decennio in cui si verificò un evento con danni strutturali mediamente ogni due anni e che terminò con una delle più catastrofiche alluvioni verificatesi in Val di Susa, quella del giugno 1957, che rappresenta anche l'ultimo evento "grave" (con danni strutturali in zone edificate e con una notevole diffusione areale), almeno in base ai dati disponibili. La drastica riduzione dei fenomeni, o meglio, del numero di segnalazioni di danni, che ha caratterizzato il periodo dal 1957 ad oggi potrebbe derivare sia dall'efficacia ed efficienza delle opere di difesa idraulica, realizzate a seguito dell'evento stesso, sia da circostanze meteoclimatiche meno sfavorevoli rispetto al passato, con piogge e nevicate meno abbondanti e persistenti.

Tra i tributari della Dora Riparia i Torrenti Gerardo (tra Bussoleno e Mattie), Prebech (Chianocco) e Merdarello (Novalesa) sono quelli che più frequentemen-

PROGETTO CARG

te hanno provocato danni significativi, con una distanza media rispettivamente di 4.4, 5.3, 6.5 anni tra un evento e l'altro.

L'ultima piena del Torrente Gerardo con danni ad edifici risale al maggio 1977, mentre per il Torrente Prebech l'ultimo evento con danni analoghi risale al 1957. Dopo quest'evento vennero infatti costruite massicce opere di contenimento lungo il bacino. Sempre il Prebech nel giugno 1887 distrusse quasi completamente la piccola frazione di Roccafor, posta in apice di conoide, in sinistra idrografica. Nella parte mediana del conoide il canale attuale è stato realizzato pressoché artificialmente nei primi decenni del '900, con un'operazione che allora venne contestata da parte degli abitanti di Chianocco che avrebbero preferito che il torrente venisse convogliato entro vie di deflusso modellate dalle numerose piene degli anni precedenti lungo il lato sinistro del conoide, con maggior sicurezza non solo per il centro abitato, ma anche per l'intero conoide, soggetto a pratiche agricole.

L'ultima piena del torrente Merdarello di Novalesa che coinvolse l'abitato risale al 1949. Dopo tale data venne costruito un muro arginale che successivamente impedì ai deflussi di scorrere verso l'abitato. Le piene pressoché annuali del torrente hanno giocato un ruolo importante nel condizionare le scelte pianificatorie: infatti gli abitanti di Novalesa si sono ben guardati dall'occupare aree prossime ad un corso d'acqua così attivo.

Nel tratto di valle considerato sono numerosi i torrenti che hanno causato danni gravi ma sporadici: tra questi, a titolo di esempio, si ricorda il Rio Merdarello (o Gelassa) di Susa che nell'ottobre 1685 e più ancora nel maggio 1728, durante una delle più gravi alluvioni che colpirono l'alta Val di Susa, causò danni pesanti al Borgo dei Nobili di Susa. Altri danni gravi per Susa, associati al torrente si registrarono nel luglio 1885 e, da ultimo nel maggio 1977, dopo quasi un secolo.

Altro esempio viene dal torrente Batibò che nel giugno 1891 fu protagonista di un trasporto in massa, conseguente ad una frana in testata, che investì la località Gerbola, in comune di Villar Focchiado, ove perirono cinque persone e si registrarono gravi danni. Da ultimo si ricorda il Pissaglio di Bruzolo per il quale si hanno segnalazioni di 8 piene dal 1846 ai giorni nostri, in 5 casi con danni ad aree edificate: in particolare nell'ottobre 1846 fu gravemente colpita parte del capoluogo con 12 vittime, nel giugno 1875 in località Ressia si ebbe una vittima a causa del crollo di una casa ed infine nel 1957 venne alluvionato il paese.

Tra gli eventi diffusi è da ricordare soprattutto quello del giugno 1957, quando sia la Dora Riparia, sia il Cenischia, sia molti dei tributari causarono danni molto gravi: il Gendola a Susa e lo Scaglione sempre in comune di Susa, il Moletta a Bussoleno, il Torrente Gerardo tra Bussoleno e Mattie, il Pissaglio a Bruzolo, il Prebech a Chianocco, il Gravio a Condove, per citarne solo alcuni.

Danni furono causati anche dalla Dora Riparia a Susa, a Bussoleno e nel territorio di tutti i comuni fino a Chiusa di San Michele. A Susa e a Mompantero, Venàus e Novalesa si registrarono danni legati anche al Torrente Cenischia, più gravi a Susa, il cui abitato si sviluppa alla confluenza del Cenischia nella Dora Riparia.

PROGETTO CARTA

Una sintesi degli eventi che hanno interessato aree edificate o hanno causato danni a infrastrutture e viabilità, viene fornita nella tabella successiva, con indicazione delle località colpite, dei processi e dei danni, evidenziando tra questi ultimi quelli relativi ad aree edificate o a edifici e quelli relativi ad infrastrutture.

Le informazioni sono ricavate dagli archivi del Sistema Informativo Geologico della Regione Piemonte.

PROGETTO CARG

PROGETTO PARCO

VIII - BIBLIOGRAFIA

AIQUA (1982) - *Relazione sul tema "Il Pleistocene medio in Italia"*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **5**(1): 242-243.

ALLENBACH B. & CARON J.M. (1986) - *Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoiques de la bordure sud-ouest du massif d'Ambin (Alpes occidentales)*. Eclogae geol. Helv., **79**: 75-116.

AMBROSETTI P., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G., VEZZANI L. & ZANFERRARI A. (1987) - *Neotectonic map of Italy; scale 1:500.000*. Quad. Ric. Sc., n. 114, vol. 4, L.A.C., Firenze.

ANTONUCCI E. (1989) - *Ricostruzione dell' evoluzione quaternaria del versante destro della Val di Susa tra Bussoleno e Sant'Ambrogio*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 46 pp.

ARGAND E. (1911) - *Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux*. Matériaux. Carte géol. Suisse, **31**: 26 pp.

BAGGIO P. (1990) - *Ricostruzione dell'evoluzione quaternaria del tratto della Valle di Susa compreso tra Susa e Condove*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 62 pp.

BARISONE G., BOTTINO G., COCCOLO V., COMPAGNONI R., DEL GRECO O., MASTRANGELO F., SANDRONE R. & ZUCCHETTI S. (1979) - *Il bacino estrattivo della "Pietra di Luserna" (Alpi Cozie)*. Notiziario. Ass. Min. Subalpina, **5**: 35-50.

BARETTI M. (1893) - *Geologia della Provincia di Torino*. Casanova, Torino, 446-461.

BATES R.L. & JACKSON J.A. (1987) – *Glossary of Geology*. American Geological Institute, 788 pp.

BELLINI A. & MAIFREDI P. (1968) - *Osservazioni geologiche e petrografiche tra il Colle delle Finestre e la Val Sangone*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **5**: 65-130.

BELLION F. (1982) - *Studio petrografico e geochimico delle metabasiti del Massiccio cristallino Dora-Maira*. Tesi di laurea ined., Univ. Torino, 131 pp.

BERTI G. (1995) - *Introduzione allo studio dei marmi piemontesi usati nell'edilizia storica*. GEAM, **1**: 47-52.

BERTI G. (1998) - *Il palazzo di marmo. Ricerche sui materiali lapidei della facciata di Palazzo Madama in Torino*. GEAM, **4**: 237-242.

BERTOLDI R. (1995) - *Palinostratigrafia dei bacini intermontani dell'Appennino nordoccidentale*. Il Quaternario, **8**(1), 61-70.

BERTONE A., CARRARO F., FEDELE F., POZZATI L. & PEROTTO A. (1987) - *5.OOO anni fa a Chiomonte*. Arkaia ed., Torino, 32 pp.

BINI A. (1997) - *Problems and methodologies in the study of the Quaternary deposits of the southern side of the Alps*. Geol. Insubr., **2** (2): 11-20.

BLANCHARD R. (1952) - *Les Alpes Occidentales*. Arthaud, Grenoble-Paris: 87-107.

BOGGE A. (1975) - *L'alluvione del 1728 in Val di Susa (da un documento inedito del canonico Carlo Telmon)* . Studi piemontesi, **4**: 379-397.

BONIOLI L. (1989) - *Il contatto tra il Massiccio Dora-Maira e la Zona Ofiolitifera Piemontese nel settore Dora Riparia-Sangone*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 213 pp.

BORGHI A. (1983) - *Studio geologico della media Val Chisone (versante sinistro)*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino.

BORGHI A. & GATTIGLIO M. (1997) - *Osservazioni geologico-petrografiche nel settore meridionale del Massiccio d'Ambin*. Atti Ticinesi. Sci. Terra, **5**: 65-84.

BORGHI A., CADOPPI P., PORRO A. & SACCHI R. (1985) - *Metamorphism in the north part of the Dora-Maira Massif (Cottian Alps)*. Boll. Mus. Reg. Sci. Nat.. Torino, **3**: 369-380.

BORGHI A., CADOPPI P., PORRO A., SACCHI R. & SANDRONE R. (1984) - *Osservazioni geologiche nella Val Germanasca e nella media Val Chisone (Alpi Cozie)* . Boll. Museo Regionale Sci. Nat. Torino, **2**: 503-530.

BORTOLAMI G.C. & DAL PIAZ G.V. (1970) - *Il substrato cristallino dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (prov. Torino)*. Mem. Soc. It. Sci. Nat. Milano, **18**: 125-169.

BORTOLAMI G.C., GODIO A., MASCIOCCO L., MORELLI DI POPOLO A., RANIERI G. & SAMBUELLI L. (1991) - *Indagini geofisiche in Val Cenischia*. Boll. Mus. Reg. Sc. Nat. Torino, **9**: 175-187.

BOTTO G. (1983) - *Studio geologico-strutturale della Val Germanasca*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 107 pp.

BUSSY F. & CADOPPI P. (1996) - *U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (Western Italian Alps)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **76**: 217-233.

CABY R. (1974) - *Les plis transversaux dans les Alpes Occidentales: implications pour la génèse de la chaine alpine*. Bull. Soc. géol. France, **15**: 624-633.

CADOPPI P. (1983) - *Studio geologico della bassa e media Val Germanasca*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 283 pp.

CADOPPI P. (1988) - *Osservazioni sui granitoidi nel settore settentrionale del Massiccio Dora-Maira (Val Sangone e Val di Susa)*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 175-178.

CADOPPI P. (1990) - *Geologia del basamento cristallino nel settore settentrionale del Massiccio Dora-Maira (Alpi Occidentali)*. Tesi di dottorato, Univ. Torino, 208 pp.

CADOPPI P., MENSIO L., & SACCHI R. (1993) – *Filoni aplitici albitizzati nel Carbonifero del Massiccio Dora-Maira (Alpi Cozie)*. Atti Acc. Sci. Torino, **127**: 273-284.

CADOPPI P., RICCIO I. & TALLONE S. (1997) - *Revised tectonostratigraphic setting of the outer envelope of the Dora-Maira Nappe (in the middle Susa Valley)*. 3rd Workshop Alpine Geol. Studies Abstr., Oropa (Biella), 166.

CADOPPI P. & TALLONE S. (1992) - *Structural and lithostratigraphic heterogeneity of the northern part of Dora-Maira massif (Western Alps)*. Atti Tic. Sci. Terra, **35**: 9-18.

CALLEGARI E., SACCHI R., BOVO S. & TORASSA G. (1980) - *Osservazioni strutturali sul versante italiano del Massiccio d'Ambin (Alpi Graie)* . Boll. Soc. Geol. It., **99**: 395-404.

CAPELLO C.F. (1939) - *Grotte e caverne delle valli delle Dore Baltea e Riparia*. Boll. Soc. Geol. It., **58**: 14-28.

CAPELLO C.F. (1941) - *Il Quaternario nei dintorni di Condove (Valle di Susa)*. L'Universo, **23**: 1-16.

CAPELLO C.F. (1942) - *Geomorfologia della regione ulzina*. Boll. Soc. Geol. It., **60**: 15 pp.

CAPELLO C.F. (1955) - *Il fenomeno carsico in Piemonte. Le zone interne del sistema alpino*. CNR, Centro Studi Geogr. Fis., **41**: 68 pp.

CARAMIELLO R., CARRARO F., COLLO G., GIANOTTI F., GIARDINO M., MARTINETTO E., PEROTTO A. & SINISCALCO C. (1996) - *Revisione del significato dei depositi "Villafranchiani" in Piemonte*. Il Quaternario, **9**: 187-194.

CARON J.M. (1977) - *Lithostratigraphie et tectonique des Schistes Lustrés dans les Alpes Cottiennes septentrionales et en Corse orientale*. Mém. Sci. géol. Strasbourg, **48**: 326 pp.

CARON J.M. & GAY M. (1977) - *La couverture mésozoique du Massif d'Ambin, transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais?*. Eclogae geol. Helv., **70**: 643-665.

CARRARA C. (1991) - *Travertine deposits of the middle Liri Valley (Central Italy): geomorphological, sedimentological and geochemical study. Palaeoenvironmental and Palaeoclimatic implications*. Il Quaternario, **4**: 55-84.

PROGETTO CARG

CARRARO F. (1987) - *Remodelling and reworking as causes of error in distinguishing between glacial and non-glacial deposits and landforms*. Geol Surv. Finland, Spec. Pap., Espoo, **3**: 39-48.

CARRARO F., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1979) - *Large scale landslides connected with neotectonic activity in the Alpine and Apennine ranges*. Proc. 15th Meeting Comm. Geomorph, Surv. Map., Modena 1979, 213-230.

CARRARO F. & FORNO M.G. (1981) - *Segnalazione di una paleofrana in Val Chisone presso Fenestrelle (Prov. di Torino)*. Geogr. Fis. Dinamica Quatern., **4**: 48-54.

CARRARO F., LANZA R., PEROTTO A. & ZANELLA E. (1991) - *L'evoluzione del Biellese occidentale durante il Pleistocene inferiore e medio, in relazione all'inizio della costruzione dell'Anfiteatro Morenico d' Ivrea*. Boll. Museo Regionale Sci. Nat. Torino, **9**: 99-117.

CARTON A. & PELFINI M. (1988) - *Forme del paesaggio d'alta montagna*. Zanichelli, 134 pp.

CASATI C. & GIOVACCHINI A. (1977) - *L'utilizzo delle immagini Landsat per indagini di neotettonica*. Boll. Geod. Sc. Affini, **36**: 399-410.

CASTIGLIONI G. (1979) – *Geomorfologia*. U.T.E.T., 436 pp.

CHARRIER G. (1990) - *Documenti di paleoclima e paleoambientali del Pliocene terminale, Pleistocene ed Olocene nel territorio della Valle di Susa e sue adiacenze*. Boll. Assoc. Mineraria Subalpina, **27**: 55 pp.

CHARRIER G. & PERETTI L. (1973) - *Ricerche sull'evoluzione del clima e dell'ambiente durante il Quaternario nel settore delle Alpi occidentali italiane: IV. Tardoglaciale e Finiglaciale di Villar Dora nella bassa valle della Dora Riparia*. Allionia, **19**: 97-143.

CHATTERJEE N.D. (1963) - *Zur tektonik der penninischen Zone in der weiteren Humrahmunes des nordlichen Dora-Maira-Massivs, italienische Westalpen* . Geol. Rund., **53**: 536-550.

CHOPIN C. (1984) - *Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences*. Contrib. Mineral. Petrol., **86**: 107-118.

CHOPIN C. (1987 a) - *Very-high-pressure metamorphism in the western Alps: implications for subduction of continental crust*. Phil. Trans. R. Soc. London, **321**: 183-197.

CHOPIN C. (1987 b) - *Very-high-pressure metamorphism in the Western Alps: new petrologic and field data* . TERRA Cognita, **7**: 94.

COLLO G. (1996) - *I depositi lacustri delle Valli Chisone e Pellice*. Il Quaternario, **9**: 123-136.

COMPAGNONI R. & SANDRONE R. (1981) - *Lineamenti geo-petrografici delle Alpi Cozie Italiane tra la Val di Susa e la Valle Po* . Ass. Piem. Min. Paleont. "F. Meda", 33 pp..

COMPAGNONI R., CRISCI G.M. & SANDRONE R. (1983) - *Caratterizzazione chimica e petrografica degli "gneiss di Luserna" (Massiccio cristallino Dora-Maira, Alpi Occidentali)*. Rend. Soc. Ital. Min. Petr., **38**: 498.

CONTI S. (1964) - *Rassegna casistica delle ofioliti italiane; 1: petrogenesi e classificazione delle serpentiniti* . Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **2**: 1-95.

CONTI S. (1966) - *Rassegna casistica delle ofioliti italiane; 2: petrogenesi e classificazione delle prasiniti e delle anfiboliti associate alla formazione alpina dei calcescisti*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **3**: 249-433.

CORAGLIA B. (1995) – *Studio Geologico del Vallone di Pramollo, Val Chisone*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 97 pp.

DAL PIAZ G.B. & DAL PIAZ G.V. (1984) – *Sviluppo delle concezioni faldistiche nell'interpretazione tettonica delle Alpi (1840-1940*). Mem. Soc. Geol. It., **24** (1982) (suppl. E): 41-70.

DAL PIAZ G.V. (1967) - *Le "granatiti" (rodingiti l.s.) nelle serpentine delle Alpi occidentali italiane*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 267-313.

DAL PIAZ G.V. (1969) - *Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 261-315.

DAL PIAZ G.V. (1971) – *Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel Cristallino Antico del Monte Rosa*. Rend. Soc. It. Mineral. Petr., **27**: 437-477.

DAL PIAZ G.V. & POLINO R. (1989) - *Evolution of the alpine Tethys*. In Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. (eds.), *The Lithosphere in Italy* Acc. Naz. Lincei, 93-107.

DEBELMAS J., GIRAUD P., SACCHI R. (1980) - *Géologie structurale des Alpes franco-italiennes*. Géologie Alpine, **56**: 99-117.

PROGETTO CARG

DEBENEDETTI A. & TURI B. (1975) - *Carniole della Valle d'Aosta: studio isotopico ed ipotesi di genetica*. Boll. Soc. Geol. Ital., **94** (1974): 1883-1894.

DELA PIERRE F. & POLINO R. (1996) - *Le coperture carbonatiche alla periferia del Massiccio d'Ambin: riflessioni sulla paleogeografia alpina*. Abstract, Riunione Scientifica dei Ricercatori Alpini e Appenninici, Vipiteno 11-13/10/96.

DELA PIERRE F., LOZAR F. & POLINO R. (1997) – *L'utilizzo della tettonostratigrafia per la rappresentazione cartografica delle successioni metasedimentarie nelle aree di catena*. Mem. Sci. Geol., Padova, **49**: 195-206.

DESMONS J. & MERCIER D. (1993) - *Passing through the Briançon Zone*. In von Raumer J.F. & Neubauer F. (editors), "*Pre-Mesozoic Geology in the Alps*", Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 279-295.

DEVILLE E., FUDRAL S., LAGABRIELLE Y., MARTALER M. & SARTORI M. (1992) - *From oceanic closure to continental collision: A synthesis of the "Schistes lustrés" metamorphic complex of the Western Alps*. Geol. Soc. America Bull., **104**: 127-139.

FENOGLIO M. & FORNASERI M. (1940) - *Il giacimento di nichelio e cobalto del Cruvino in Val di Susa*. Per. Mineral., **11**: 23-52.

FIORASO G. (1993) - *Ricostruzione dell'evoluzione del versante destro della media valle di Susa nel tratto compreso tra Exilles e Gravere*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 125 pp.

FLORIAN B. (1996) - *Studio geologico dell'evoluzione quaternaria della Val Sangone*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 104 pp.

FORLATI F., BROVERO M. & CAMPUS S. (1995) - *Alcune considerazioni sulle deformazioni gravitative profonde di versanti inerenti il territorio piemontese*. Atti 2° incontro internazionale dei giovani ricercatori in geologia applicata, Peveragno (Cuneo), 75-81.

FORNO M. G. & MASSAZZA G. (1987) - *Movimenti gravitativi diffusi e ripetuti nel versante sinistro della Val Cenischia (Alpi Graie) e loro relazione con il sistema di fratture Cenischia-Nizza*. Geogr. Fis. Dinam. Quatern., **10**: 277-306.

FRANCESCHETTI B., STOPPATO M. & TURITTO O. (1990) - *Le modificazioni del corso della Dora Riparia tra Susa e Alpignano dal 1881 al 1977 - fattori naturali ed antropici e riflessi ambientali*. Riv. Geogr. It., **97**: 475-505.

FRANCHI S. (1895) - *Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotidi e diabasi nelle Alpi Occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., **26**: 181-204.

FRANCHI S. (1897) - *Appunti geologici e petrografici sui monti di Bussoleno nel versante destro della Dora Riparia*. Boll. R. Comit. Geol. It., **28**: 3-46.

FRANCHI S. (1898a) - *Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., **29**: 173-247.

FRANCHI S. (1898b) – In PELLATI N., *Relazione dell'Ispettore Capo del Regio Comitato Geologico sui rilevamenti della campagna 1897*. Boll. R. Comit. Geol. It., **29**: parte ufficiale, 17-64.

FRANCHI S. (1904) - *Ancora sull'età mesozoica delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., **35**: 125-179.

FRANCHI S. (1912) - *Relazioni preliminari sulla campagna geologica dell'anno 1911*. Boll. R. Comit. Geol. It., **43**: 50-60.

FRANCHI S. (1926) – *Principali risultati scientifici delle escursioni geologiche fatte nelle Alpi Cozie con P. Termier e W. Kilian*. Boll. R. Comit. Geol. It., **51**: 1-16.

FRANCHI S. (1929) – *Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiane*. Mem. Descr. Carta. Geol. It., **22**: 5-63.

FRANCHI S. & NOVARESE V. (1895) - *Appunti geologici e petrografici sui dintorni di Pinerolo*. Boll. R. Comit. Geol. It., **26:** 385-429.

FUDRAL S., DEVILLE E. & MARTHALER M. (1987) - *Distinction de trois ensembles d'unités dans les "Schistes lustrés" compris entre la Vanoise et le Val di Suse (Alpes franco-italiennes): Aspect lithostratigraphiques, paléogéographiques et géodynamiques*. C.R. Acad. Sci. Paris, **305**: 467-472.

FUDRAL S., DEVILLE E., NICOUD G., POGNANTE U., GUILLOT P.L. & JAILLARD E. (1994a) - *Notice explicative de la feuille Lanslebourg - Mont d'Ambin à 1:50.000*. Editions B.R.G.M. , 94 pp.

FUDRAL S., DEVILLE E., NICOUD G., POGNANTE U., GUILLOT P.L. & JAILLARD E. (1994b) - *Carte géologique de la France a 1:50.000 - Feuille Lanslebourg - Mont d'Ambin 1:50.000*. Editions B.R.G.M..

PROGETTO CARG

GABERT P. (1962) - *Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts (Piémont, Lombardie Occidentale et Centrale). Etude morphologique*. Louis-Jean, Gap., 531 pp.

GASTALDI B. (1871) - *Brevi cenni intorno ai terreni attraversati dalla galleria delle Alpi Cozie*. Boll. R. Comit. Geol. It., **2**: 193-207.

GASTALDI B. (1872) - *Cenni sulla costituzione geologica del Piemonte*. Boll. R. Comit. Geol. It., **3**: 14-32.

GASTALDI B. (1876) - *Spaccato geologico lungo le valli superiori del Po e della Varaita*. Boll. R. Comit. Geol. It., **7**: 33-47.

GAY M. (1970) - *Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique anté-alpine*. Bull. B.R.G.M., **3**: 5-81.

GAY M. (1972a) - *Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique*. Arch. Sci. Genève, **1**: 5-100.

GAY M. (1972b) - *Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution structurale*. Arch. Sci. Genève, **2**: 165-214.

GEBAUER D., SCHERTL H.P., BRIX M. & SCHREYER W. (1997) - *35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exumation in the Dora-Maira Massif, Western Alps*. Lithos, **41**: 5-24.

GIARDINO M. & BAGGIO P. (1997) - *Cartografia geologica e fenomeni di instabilità gravitativa: applicazioni di un nuovo metodo di raccolta dei dati di terreno*. C.N.R. La prevenzione delle catastrofi idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica 5-7 novembre 1996, Alba, 209-221.

GIARDINO M. & POLINO R. (1997) - *Le deformazioni di versante dell'alta Valle di Susa in relazione con l'evoluzione tettonica recente. Dati preliminari*. Il Quaternario, **10** (2): 31-38.

GIRAUD V. (1985) - *Ricostruzione dell'evoluzione quaternaria dell'alta Val Sangone*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 181 pp.

GOGUEL J. & ELLENBERGER F. (1952) - *La série mésozoique de la couverture du massif d'Ambin*. C.R. somm. Soc. géol. France, **13**: 262-264.

GOGUEL J. & LAFFITTE P. (1952) - *Observation préliminares sur le massif d'Ambin*. C.R. somm. Soc. géol. France, **6**: 575-595.

GOVI M. (1973) - *L'evento alluvionale del 12-15 giugno 1957. I danni nei bacini del Piemonte e Valle d'Aosta*. Atti XXI Congr. It. Geograf. Verbania, 13-18 Settembre 1971, **2** (1), Ist. Geogr. De Agostini, 217-239.

GOVI M. (1978) - *Analisi morfometriche applicate allo studio di piccoli bacini. Problemi di erodibilità e trasporto solido*. Atti Seminario Simulaz. Idrol. Bacini Imbr., Padova 1977, 47-65.

HENRY C., CHOPIN C. & MICHARD A. (1987) - *Tectonic setting of the very-high-pressure rocks within the Dora-Maira Massif, Western Alps*. Terra Cognita, **7**: 94.

HENRY C., CHOPIN C. & MICHARD A. (1989) - *Petrological, structural and chronological constraints for the uplift of coesite-bearing rocks, southern Dora-Maira, Western Alps*. Terra, Abstracts, **1**: 263-264.

HERMANN F. (1930) - *Il ricoprimento dei calcescisti fra i massicci d'Ambin e del Gran Paradiso*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **8**: 44 pp..

HERMANN F. & RAGUIN E. (1930) - *Carta geologica della regione compresa fra i massicci d'Ambin e del Gran Paradiso (scala 1:66.666)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **8**.

HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1987) - *Geochronology and evolution of the Western Alps: a review*. Mem. Soc. Geol. It., **29** (1984): 43-56.

IPPOLITO F. (1949) - *Carta geologica del Moncenisio alla scala 1:25.000 e note illustrative*. Mem. Ist. Geol. Appl. Napoli, **2**: 104-117.

KIENAST J.R. & LOMBARDO B. (1987) - *Eclogites and polymetamorphic gneisses from southern Dora-Maira (Western Alps)*. Terra Cognita, **7**: 94.

LAURENT P. & ETCHECOPAR A. (1976) - *Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le Massif de Dora-Maira (Alpes Occidentales)*. Bull. Soc. géol. Fr., **18**: 1387-1393.

LAURI E. (1982) - *Studio geologico-petrografico del metagranito di Condove (bassa Val Susa)*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 187 pp

LAVAZZA F. (1977) – *Studio strutturale e petrografico del versante meridionale del Monte Rocciamelone, Valle di Susa*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 192 pp.

PROGETTO SARG

LEARDI L. & ROSSETTI P. (1985) - *Caratteri geologici e petrografici delle metaofioliti della Val d'Ala (valli di Lanzo, Alpi Graie)*. Boll. Ass. Min. Subalpina, **22**: 421-441.

LEARDI L., ROSSETTI P. & COMPAGNONI R. (1984) - *Geochemical study of a metamorphic ophiolitic sequence from the Val d'Ala di Lanzo (Internal Piedmontese Zone, Graian Alps, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **29**: 93-105.

LEMOINE M., TRICART P. & BOILLOT G. (1987) - *Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): in search of a genetic model*. Geology, **15**: 622-625.

LOMBARDO B. & POGNANTE U. (1982) - *Tectonic implications in the evolution of the Western Alps ophiolite metagabbros*. Ofioliti, **2\3**: 371-394.

LORENZONI S. (1965) - *Studio geo-petrografico del versante italiano del massiccio d'Ambin*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **25**: 88 pp..

LORENZONI S. & FREGOLENT G. (1965) - "*Carta geologica del versante italiano del gruppo montuoso di Ambin (scala 1:50.000)"*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, **25**.

MARTHALER M., FUDRAL S., DEVILLE E. & RAMPNOUX J.P. (1986) - *Mise en évidence du Crétacé supérieur dans la couverture septentrionale de Dora-Maira, région de Suse, Italie (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et structurales*. C.R. Acad. Sci. Paris, **302**: 91-96.

MASSAZZA G. (1977) – *Geologia del versante susano del Monte Rocciamelone*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 125 pp.

MATTIROLO E. (1897) - *Rilevamento delle Tavolette Susa, Bussoleno, Novalesa*. Boll. R. Comit. Geol. It., **8**: 31-33.

MATTIROLO E. (1905) - *Su di una Carta geo-litologica delle Valli di Lanzo*. Boll. R. Comit. Geol. It., **36**: 191-211.

MENSIO L. (1992) – *Geologia del versante sinistro della bassa Val Chisone, nella zona di Perosa Argentina e Pinasca*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 153 pp.

MERTZ J.D. & SIDDANS A.W.B. (1985) - *Finite strain states, quartz texture and the significance of lineation in Permo-Carboniferous metasediments of the Dora-Maira Massif, Val Germanasca, Italy*. Tectonophysics, **118**: 61-73.

MICHARD A. (1967) - *Etude géologique dans les zones internes des Alpes Cottiennes*. C.N.R.S., Paris, 447 pp.

MICHEL R. (1953) - *Les Schistes cristallins du massif du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes)*. Sciences de la Terre, Nancy, **1**: 287 pp..

MORTARA G. (1975) - *Osservazioni preliminari nel bacino del Torrente Prebec (Valle di Susa)*. C.N.R. Laboratorio di Ricerca per la Protezione Geoidrologica nel Bacino Padano, Torino, "Studi Idrogeologici su Piccoli Bacini Pilota", Copisteria Superior, Torino, 38 pp.

MORTARA G. (1978) - *Eventi di Piena nei bacini dei rii Gerardo e Perilleux in Val di Susa*. Boll. Ass. Min. Subalpina, **15**: 303-324.

MORTARA G. & SORZANA P.F. (1987) - *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'Arco Alpino Occidentale Italiano. Considerazioni lito-strutturali e morfologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 303-314.

MURATORE G. (1940) - *Le caverne del Rocciamelone*. Riv. "Le Alpi", C.A.I. , **60**: 29-35.

NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code*. A.A.P.G. Bull., **67**: 841-875

NICOLAS A. (1966) - *Le complexe Ophiolites-Schistes lustrés entre Dora Maïra et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Tectonique et métamorphisme*. Thèse, 299 pp.

NICOLAS A. (1967) - *Géologie des Alpes piémontaises entre Dora Maïra et Grand Paradis*. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, **43**: 139-167.

NICOLAS A. (1969) - *Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes Piémontaises)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., **49**: 359-377.

NICOLUSSI ROSSI S. (1992) - *Revisione dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 47 pp.

OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (EDS.) (1975) - *Structural model of Italy*. C.N.R., Quad. Ric. Sc., n° **90**.

PAGLIANI G. (1954) - *Studio petrografico del gneiss di Luserna (Alpi Cozie)*. Ist. lombardo Sci. Lett., cl. Sci., **87**: 493-514.

PROGETTO CARG

PAQUETTE J.L., CHOPIN C., PEUCAT J.J. (1989) - *U-Pb zircon, Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of high- to very-high-pressure meta-acidic rocks from the western Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **101**: 280-289.

PERETTI L. (1928) - *I calcari con talco della Val Sangone*. Boll. R. Ufficio Geol. It., **53**: 1-18.

PERETTI L. (1940) - *Le risorse minerarie della Provincia di Torino*. L'industria mineraria d'Italia e d'oltremare, Roma, **10**: 1-15.

PERETTI L. (1966) - *Geologia e genesi dei giacimenti di talco nel Pinerolese*. Boll. Ass. Min. Subalpina, **3**: 283-306.

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**: 479-483.

PETRUCCI F. (1970) - *Rilevamento geomorfologico dell'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (prov. di Torino)*. Mem. Soc. Ital. Sci. Nat. Milano, **17**: 96-130.

PIANA F., NERVO R., MAGOSSO P. & BERGAMINI M. (1990) - *Carta geologico-tematica finalizzata alla previsione della pericolosità sismica nel territorio di Giaveno (Val Sangone, Piemonte). Scala 1:50.000* Tip. Sirea, Torino.

PIOLTI G. (1890) - *I minerali del gneiss di Borgone*. Atti R. Acc. Sci. Torino, **25**: 631-645.

POGNANTE U. (1979) - *The Orsiera-Rocciavrè metaophiolitic complex (Italian Western Alps)*. Ofioliti, **4**: 183-198.

POGNANTE U. (1980) - *Preliminary data on the Piemonte ophiolite nappe in lower Val Susa-Val Chisone area, Italian Western Alps*. Ofioliti, **5**: 221-240.

POGNANTE U. (1981) - *Magmatic and metamorphic evolution of two Fe-Ti gabbroic series from the Piemonte ophiolite nappe in the Susa valley area, Italian Western Alps*. Mem. Sci. Geol. Padova, **35**: 21-34.

POGNANTE U. (1983) - *Les intercalations gneissiques dans une unité des "schistes lustrés" de la vallée de Susa (Alpes Occidentales): témoin d'une marge continentale subductée?*. C.R. Acad. Sci. Paris, **296**: 379-382.

POGNANTE U. (1984) - *Eclogitic versus blueschist metamorphism in the internal Western Alps along the Susa valley traverse*. Sci. Géol. Bull., **37**: 29-36.

POGNANTE U. & SANDRONE R. (1989) - *Eclogites in the Northern Dora-Maira Nappe (Western Alps, Italy)*. Mineralogy and Petrology, **40**: 57-71.

POLINO R., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1990) - *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps*. Mém. Soc. géol. France, **156**: 345-367.

POLIZZANO A (1968) - *Glaciazioni e depositi morenici nella bassa valle di Susa*. Segusium, **5**: 72-85.

PORRO A. (1982) – *Studio geologico della media Val Chisone (versante destro*). Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 299 pp.

PUMA F., RAMASCO M., STOPPA T. & SUSELLA G.F. (1989) - *Movimenti di massa nelle alte valli di Susa e Chisone*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 391-399.

RADELLI L. & DESMONS J. (1987) – *Pennique, Téthys et orogenèse Crétacé moyen dans les Alpes*. C.R. Acad. Sci. Paris, **305**: 1375-1378.

REGIONE PIEMONTE, C.N.R. & C.S.I. (1990) - *Banca Dati Geologica*. 93 pp.

RIGHI R. (1980) - *Studio morfostratigrafico del basso versante della Val di Susa nel settore compreso tra Susa e Bussoleno*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 120 pp.

RICCIO I. (1997) – A*ssetto litostratigrafico e strutturale dell'Unità Dora-Maira nel versante destro della media Valle di Susa e sue relazioni con la Zona Piemontese*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 126 pp.

RODDI G. (1982) - *L' inondazione del 1728 in Valsusa e la Prevostura di Oulx*. Segusium, **18**: 65-79.

SACCHI R. (1978) - *Twisting effects in the Western Alps orogene as evidenced by the dispersal of minor structures*. Atti Acc. Sci. Torino, **113** (1979): 1-7.

SACCHI R. (1984) - *Stretching lineations and the genesis of the oroclines*. Atti Acc. Sci. Torino, **118**: 71-78.

SACCHI R., BORGHI A., BOTTO G., CADOPPI P., PORRO A., SANDRONE R. & COMPAGNONI R. (1983) - *Osservazioni strutturali nel settore settentrionale del Massiccio Dora-Maira (Alpi Cozie)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 486-487.

PROGETTO SAPG

SACCO F. (1888) - *I terreni terziari e quaternari del Biellese*. C.A.I. Torino, Sezione Biellese, 1 carta geol. 1:100.000, Guadagnini & Condellero, Torino, 16 pp..
SACCO F. (1898) - *La Geologia e le linee ferroviarie in Piemonte*. Torino.
SACCO F. (1907) - *Geologia Applicata della città di Torino*. Giornale di geologia pratica, **5**: 121-162.
SACCO F. (1910) - *Il gruppo del Cenisio-Ambin-Frejus - Studio geologico applicato al progetto di una nuova galleria ferroviaria tre la valle della Dora Riparia e la Valle dell'Arc*. Pubbl. Pro Cenisio, Torino, 1-56.
SACCO F. (1918) - *La sistemazione idrico-forestale dei bacini montani*. Giorn. Geologia Pratica, **14**: 3-4.
SACCO F. (1921) - *Il glacialismo della Valle di Susa*. L'Universo, **2**: 561-592.
SACCO F. (1926) - *Gli orridi di Foresto e di Chianocco (Val di Susa)*. L'Escursionista, **28**(4-5): 1-8.
SACCO F. (1928a) - *Il glacialismo nelle Valli di Lanzo*. Ufficio Idrologico del Po, non num., 28 pp.
SACCO F. (1928b) – *Il glacialismo nelle valli di Pinerolo*. Boll. R.Uff. Geol. It., **53**: 1-25.
SACCO F. (1934) - *Gli orridi di Foresto e di Chianoc (Val di Susa)*. Boll. Touring Club It., **12**: 466-472.
SACCO F. (1938) - *Il glacialismo piemontese*. L'Universo, Torino, **19**: 217-352.
SACCO F. (1948) - *La degradazione delle montagne (con esemplificazione nell'Alta Val di Susa)*. L'Universo, **28**: 139-151.
SANDRONE R., CADOPPI P., SACCHI R. & VIALON P. (1993) - *The Dora-Maira Massif*. In VON RAUMER J.F. & NEUBAUER F. (ed.s), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 317-325.
SANDRONE R., CORDOLA M., FONTAN D. & SACCHI R. (1986) - *Pre-Variscan granitoids in the Dora-Maira Massif (Cottian Alps)*. Atti Acc. Sci. Torino, **120**: 179-189.
SANDRONE R., SACCHI R., CORDOLA M., FONTAN D. & VILLA I.M. (1988) - *Metadiorites in the Dora-Maira polymetamorphic basement (Cottian Alps)*. Rend. Soc. Ital. Min. Petr., **43**: 593-608.
SEGRÈ C. (1920) - *Considerazioni geognostiche sul tronco Bussoleno-Salbertrand (Ferrovia Torino-Frejus) con riguardo speciale ai tratti franosi. Provvedimenti*. Giornale del Genio Civile, **57**: 19-40.
SERENO REGIS M. (1985) - *Ricostruzione dell'evoluzione quaternaria della bassa Val Chisone (Alpi Cozie)*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 127 pp.
SISMONDA A. (1866) - *Carta geologica di Savoja, Piemonte e Liguria 1:500.000*. "Pubblicata per cura del Governo di S.M. Vittorio Emanuele II".
SORRISO VALVO M. (1995) - *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana*. Mem. Soc. Geol. It., **50**: 179-185.
SPALLA M.I., GOSSO G., SILETTO G.B., DI PAOLA S. & MAGISTRONI C. (1998) - *Strumenti per individuare unità tettono-metamorfiche nel rilevamento geologico del basamento cristallino*. Mem. Sci. Geol. Padova, **50**: 155-164.
STAUB R. (1934) - *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Denk. Schweiz. Naturf. Gesell., Zürich, **69**(1): 1-183.
TALLONE S. (1988) - *Osservazioni litostratigrafiche e strutturali nella copertura del Massiccio Dora-Maira lungo il fianco sinistro della Valle di Susa*. Rend. Soc. Geol. It., **2**: 171-174.
TALLONE S. (1990) - *Il Dora-Maira settentrionale e le sue coperture mesozoiche: relazioni tra litostratigrafia, struttura ed evoluzione metamorfica*. Tesi di dottorato, Univ. Torino, 147 pp.
TILTON G.R., SCHREYER W. & SCHERTL H.P. (1989) - *Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora-Maira Massif, Western Alps, Italy*. Geochim. Cosmochim. Acta, **53**: 1391-1400.
TROPEANO D., CASAGRANDE A., LUINO F. & CESARIN F. (1996) - *Processi di mud-debris-flow in Val Cenischia (Alpi Graie) - Osservazioni nel bacino del T. Merdarello*. Suppl. GEAM quaderno **20**: 5-31.
VENTURA P. (1982) - *Ricostruzione dell'evoluzione recente della Valle Cenischia*. Tesi di laurea ined. Univ. Torino, 191 pp.
VIALON P. (1966) - *Etude géologique du Massif Cristallin Dora-Maira (Alpes Cottiennes internes-Italie)*. Trav. Lab. Géol. Grenoble, **4**: 293 pp.
VITALE C. (1929) - *La sistemazione idraulico-forestale del torrente Prebech*. L'Alpe, **16**: 401-406.

PROGETTO CARG

ZACCAGNA D. (1887) - *Sulla geologia delle Alpi Occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., **18**: 346-417.
ZACCAGNA D. (1892) - *Riassunto di osservazioni geologiche fatte sul versante occidentale delle Alpi Graie*. Boll. R. Comit. Geol. Ital., **23**: 311-404.
ZANELLA E. (1969) - *Ricerche geoidrologiche per il potenziamento dell'acquedotto della città di Susa*. Atti 1° Conv. Naz di Studi sui Problemi della Geol. Applicata , 7 pp.

Carte Geologiche

Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 54 – Oulx (1911). Rilievi di D. ZACCAGNA, E. MATTIROLO, S. FRANCHI.
Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 55 – Susa (1910). Rilievi di E. MATTIROLO, V. NOVARESE, S. FRANCHI, A. STELLA.
Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 67 – Pinerolo (1913). Rilievi di E. MATTIROLO, V. NOVARESE, S. FRANCHI, A. STELLA.
Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 132-152-153, "Bardonecchia". Note illustrative. POLINO R. (ed.), Serv. Geol. It., Copia di prova, Lit. Geda, Torino, 1999.
Carta Geologica delle Alpi Occidentali alla scala 1:400.000 (1908). R. Ufficio Geologico.

PROGETTO CARG

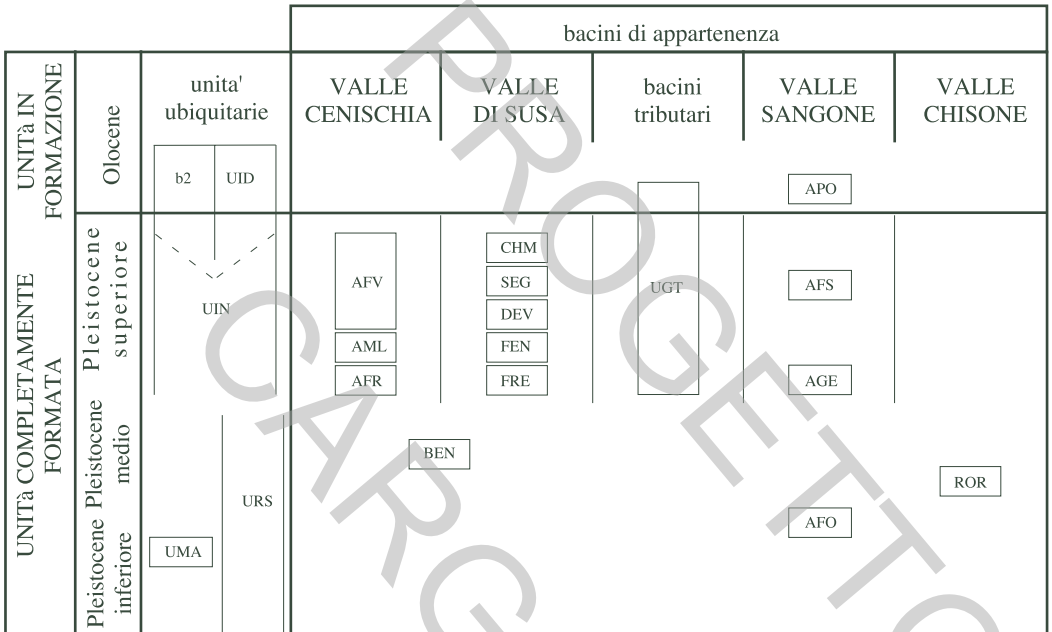


Fig. 1 - Schema dei rapporti stratigrafici della copertura pliocenico (?) - quaternaria

PROGETTO CARG

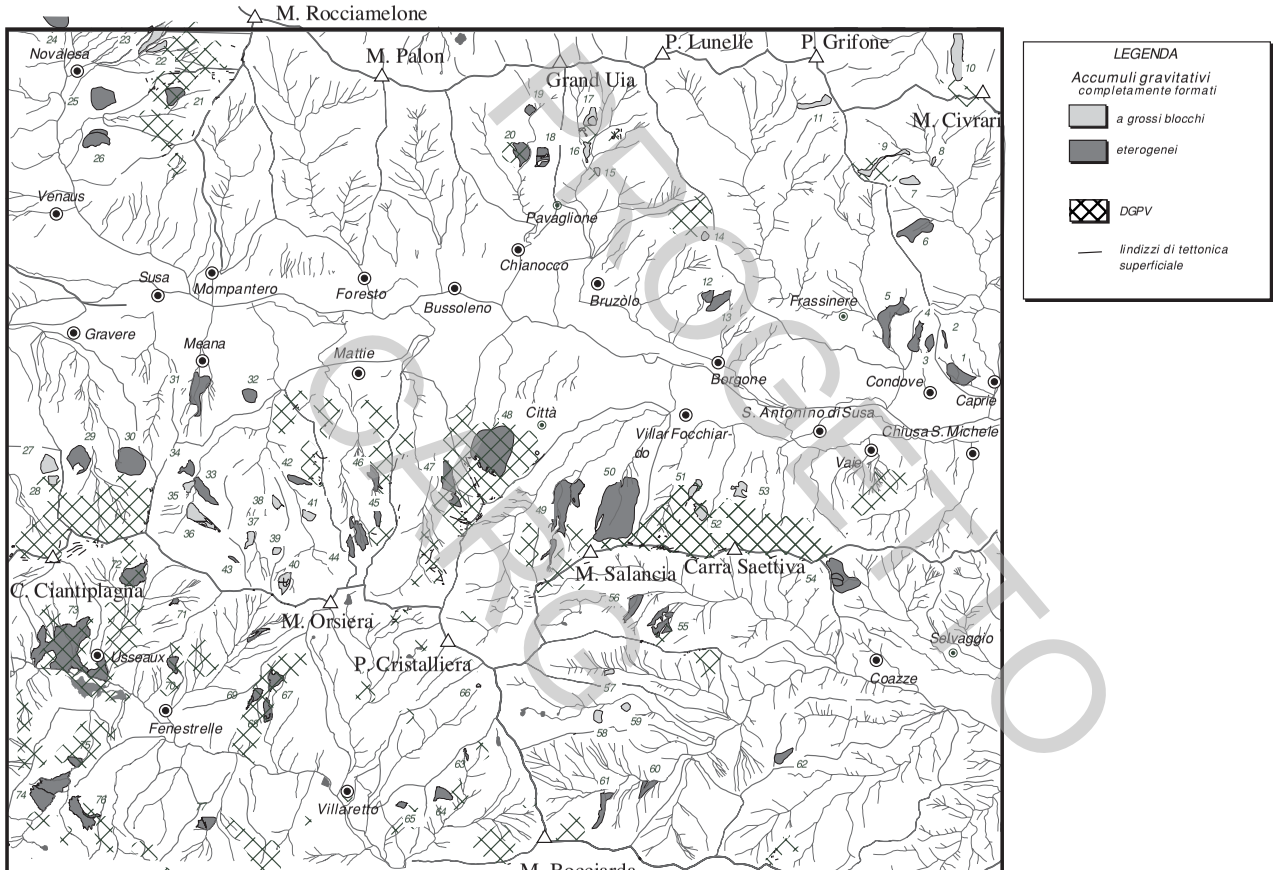


Fig. 2 - Distribuzione delle GPV e degli accumuli gravitativi completamente formati

ESEMPIO

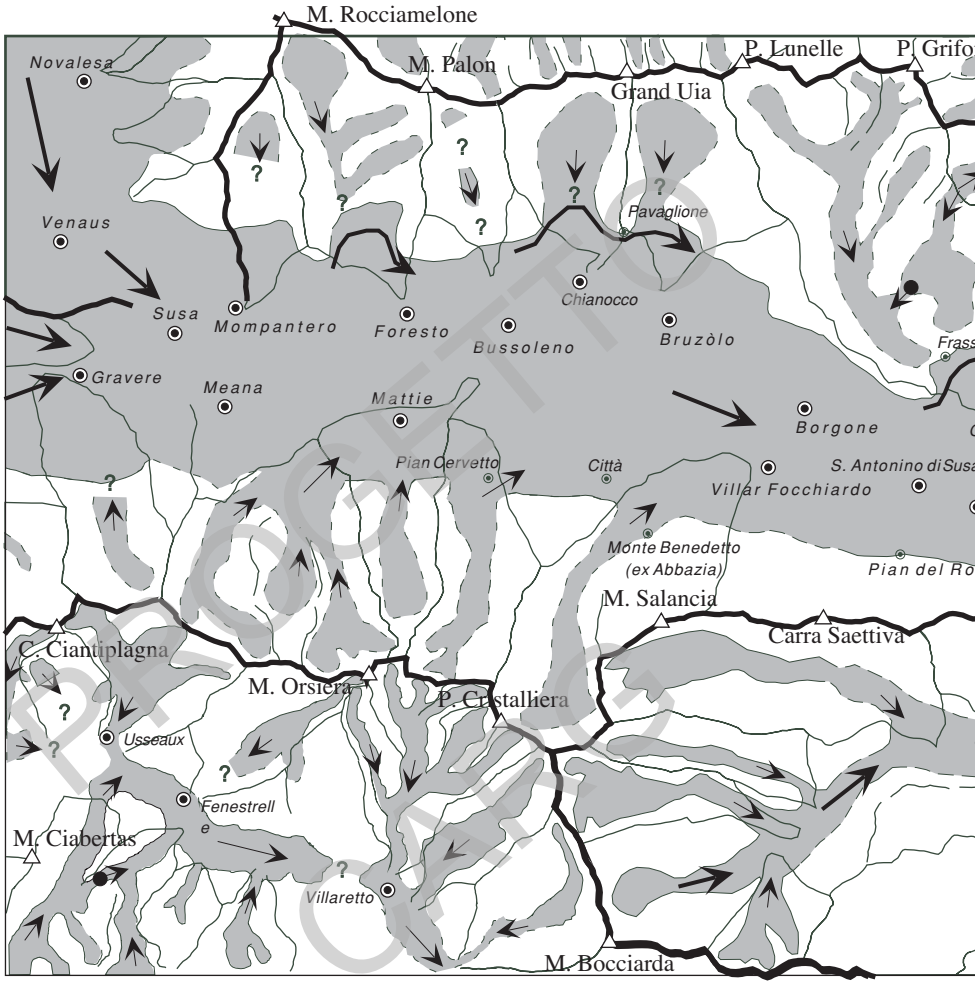
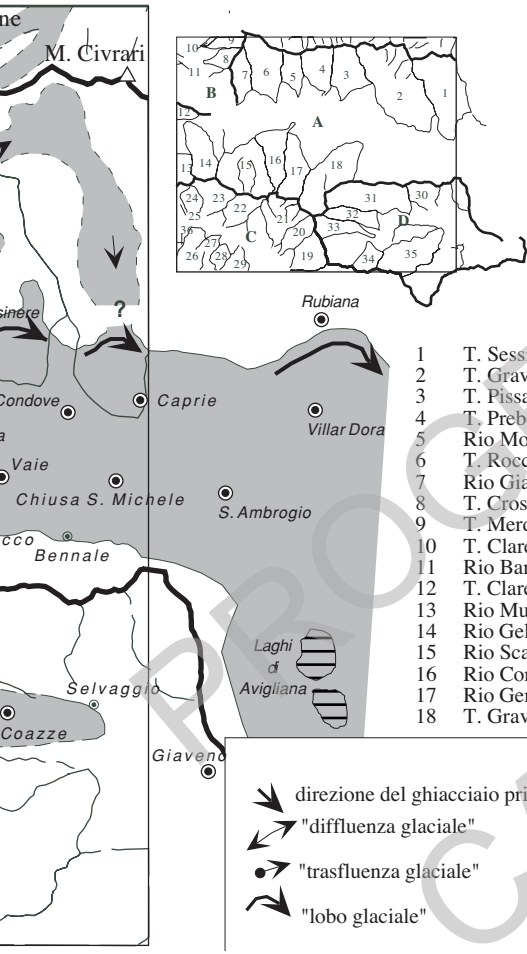


Fig. 3 - Limite del LGM e carta-indice dei bacini tributari



Bacini Principali

A Dora Riparia
B Cenischia
C Chisone
D Sangone

Bacini Tributari

1	T. Sessi	19	Rio della Balma
2	T. Gravio di Condove	20	Rio Rouen
3	T. Pissaglio di Bruzòlo	21	Rio di Villaretto
4	T. Prebech	22	Rio del Puy
5	Rio Moletta	23	Rio Usseaux
6	T. Rocciamelone	24	Rio della Rossa
7	Rio Giandula	25	Rio della Mola
8	T. Crosiglione	26	Rio del Laux
9	T. Merdarello	27	Rio di Cristove
10	T. Claretto	28	Rio delle Verghe
11	Rio Bar	29	Rio Corbiera
12	T. Clarera	30	Rio Ollasio
13	Rio Muliere	31	T. Sangonetto
14	Rio Gelassa	32	Rio Rocciavrè
15	Rio Scaglione	33	Rio di Balma-Mirolette
16	Rio Corrente	34	Rio Meinardo
17	Rio Gerardo	35	Rio Taunera
18	T. Gravio di Villarfocchiardo	36	Rio Combe Turge

Legenda

direzione del ghiacciaio principale
"diffluenza glaciale"
"trasfluenza glaciale"
"lobo glaciale"
direzione dei ghiacciai tributari
? confluenza di dubbia interpretazione
—— limite certo
— — limite interpolato

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG