

**NOTE ILLUSTRATIVE
DELLA CARTA GEOLOGICA
DELLA PROVINCIA DI TRENTO
SCALA 1:10.000**

Sezione n. 042130 LAGHI DI CORNISELLO



PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO
Servizio Geologico



NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA
DELLA
PROVINCIA DI TRENTO
scala 1:10.000

Sezione n. 042130
LAGHI DI CORNISELLO

a cura di
C. Baroni, A. Carton, M. Leso, S. Martin,
L. Montresor, G. Rigatti.

Realizzata nell'ambito del Progetto CARG-P.A.T. 92
TRENTO 1998

Sezione 042130 LAGHI DI CORNISELLO

CARTA GEOLOGICA SPERIMENTALE REALIZZATA NELL'AMBITO DEL PROGETTO CARG-P.A.T. 92
FOGLIO N. 042 MALE' A SCALA 1:50.000

Responsabile del Progetto CARG-P.A.T.:	M. Nardin Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento
Coordinatore Scientifico:	G.V. Dal Piaz Dipartimento di Geologia Paleontologia e Geofisica, Università degli Studi di Padova
Direttori di Rilevamento per il substrato:	S. Martin Dipartimento di Geologia Paleontologia e Geofisica, Università degli Studi di Padova
per i depositi quaternari:	G. Prosser Centro di Geodinamica, Università degli Studi della Basilicata
	G.B. Pellegrini Dipartimento di Geologia Paleontologia e Geofisica, Università degli Studi di Padova
Rilevatori: per il substrato:	L. Montresor G. Rigatti V. Cadrobbi M. Leso
per i depositi quaternari:	C. Baroni Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa
	A. Carton Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pavia

Allestimento cartografico ed informatizzazione a cura del Settore Informatico del Servizio
Geologico della Provincia Autonoma di Trento
Responsabile: GIANLUCA TOMMASI
Assistenti :CLAUDIA TOMAZZOLLI, FRANCO DAMINATO

Editing ed allestimento grafico delle note illustrative: FRANCO DAMINATO

INDICE

1. - INTRODUZIONE	1
2. - INQUADRAMENTO	3
2.1. - QUADRO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO	3
2.2. - QUADRO GEOLOGICO-STRUTTURALE	5
3. - CARTA GEOLOGICA	10
3.1. - DEPOSITI QUATERNARI	10
3.1.1. - UNITÀ A	10
3.1.2. - UNITÀ B	15
3.1.3. - UNITÀ C	20
3.1.4. - UNITÀ del Lago Vedretta	22
3.1.5. - UNITÀ del Piano di Sasso	23
3.1.6. - UNITÀ di Cima Segantini	26
3.1.7. - UNITÀ di L'Om de l'Amola	26
3.1.8. - UNITÀ ubiquitarie	28
3.2. - SUBSTRATO	29
3.2.1. - Le tonaliti "tipo Presanella centrale"	29
3.2.2. - Leucotonaliti "tipo alta Val Nambrone"	32
3.2.3. - Filoni leucocratici	33
3.2.4. - Filoni, masse e nuclei di concentrazione femica a composizione basica e intermedia	33
3.3. - TETTONICA	34

1. - INTRODUZIONE¹

Il rilevamento geologico della Sezione "Laghi di Cornisello" rientra nei lavori in corso per la realizzazione del Foglio n. 42 "Malè" della nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (Progetto CARG-P.A.T. 92, Responsabile di Progetto: M. Nardin; Coordinatore Scientifico del Foglio "Malè": G.V. Dal Piaz). La stampa di questa Sezione alla scala 1:10.000 è stata promossa dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento soprattutto per sperimentare l'applicabilità in ambito regionale delle linee guida formulate dal Servizio Geologico Nazionale (1992) per il rilevamento del Quaternario, ispirate alle "Unità stratigrafiche a limiti inconformi" (U.B.S.U. - *Unconformity Bounded Stratigraphic Units*) secondo i criteri della Allostratigrafia. La legenda proposta dal Progetto CARG per il rilevamento delle formazioni superficiali si differenzia quindi da quella "tradizionale" impiegata in passato nella cartografia ufficiale italiana alla scala 1:100.000 e per i pochi fogli alla scala 1:50.000. In particolare, con la proposta CARG si dovrebbero differenziare unità deposizionali individuate in base a superfici di discontinuità, sia di erosione che di accumulo, che le delimitano a letto e a tetto. Tenuto conto che non è possibile definire a priori le U.B.S.U., si è voluto esemplificare il "passaggio" tra i tradizionali sistemi di rilevamento del Quaternario e quelli innovativi del progetto CARG, stampando la Sezione "Laghi di Cornisello" in due versioni, sia utilizzando il criterio "litomorfogenetico" (rappresentazione in scala 1:10.000), sia distinguendo "Unità stratigrafiche informali" (schema al margine inferiore destro della carta), da

¹ A cura di C. BARONI e A. CARTON.

accorpate successivamente in Unità U.B.S.U. o, meglio, Allostratigrafiche (schema al margine inferiore sinistro della carta).

In pratica, l'impiego di una legenda derivata da una semplificazione di quella geomorfologica (GRUPPO DI LAVORO PER LA CARTOGRAFIA GEOMORFOLOGICA, 1994) ha permesso di realizzare il primo elaborato (carta litomorfogenetica) che, associato alle informazioni necessarie per descrivere un affioramento di depositi superficiali (natura e tipo di superficie limite, alterazione, suoli, condizioni di affioramento, litologia del corpo sedimentario, granulometria, tessitura, elementi diretti ed indiretti per datazione, rapporti tra unità sottostanti e sovrastanti, datazioni numeriche ecc.), ha portato alla redazione del secondo documento, in linea con le richieste del Progetto CARG.

Le unità informali individuate sono esclusivamente riferite, dal punto di vista del rango, all'area rappresentata nella Sezione alla scala 1:10.000 "Laghi di Cornisello", e quindi sono da ritenersi provvisorie. Le 22 unità indicate in legenda sono state accorpate in otto unità (evidenziate da vari colori) appartenenti a diversi bacini (individuati con numeri arabi). In prospettiva di una cartografia a scala 1:50.000 esse andranno senz'altro "declassate" a sottounità o membri, nell'ambito di unità di rango superiore, od addirittura accorpate tra superfici di discontinuità di significato molto più ampio (vedi lo schema: proposta di accorpamento delle Unità stratigrafiche informali nella carta allegata).

In questa ottica si sono distinte solo due unità: "l'Unità Postglaciale" (Olocene) e quella che comprende i depositi dell'ultima grande espansione glaciale e le fasi tardiglaciali, proposta come Unità dell'Adige (CASTIGLIONI, comunicazione orale).

In considerazione del carattere sperimentale della Sezione "Laghi di Cornisello", tutti questi passaggi sono stati volutamente tenuti separati a dimostrazione dell'*iter* logico utilizzato nelle diverse fasi della redazione degli elaborati.

2. - INQUADRAMENTO

2.1. - QUADRO GEOGRAFICO e GEOMORFOLOGICO

La Sezione n. 042130 della Carta Topografica Generale della Provincia Autonoma di Trento alla scala 1:10.000, "Laghi di Cornisello", comprende le testate (o parti di esse) della Val Stavel, della Val Piana (testata Val di Bon e Val Caldura), della Val Nambrone e della Val Nardis. La maggior parte dell'area è occupata dall'ampia conca dell'Amola e del Cornisello, che si inseriscono in destra idrografica nella media Val Nambrone a quote comprese tra 1500 e 3500 m. La linea di cresta Cima d'Amola, Cima Scarpacò, Cima di Bon, Cima Giner, Monte Caldura, traccia lo spartiacque tra il bacino dell'Adige (Noce) e quello del Po (Sarca - Mincio).

Nella zona sono presenti numerosi ghiacciai², o parte di essi, alcuni dei quali ancora di discrete dimensioni. La loro presenza ha necessariamente influenzato le caratteristiche morfologiche dell'area e condizionato la sedimentazione dei depositi quaternari. I più importanti sono: Ghiacciaio della Presanella, Ghiacciaio Occidentale di Nardis, Ghiacciaio dell'Amola e Ghiacciaio Meridionale di Cornisello. Come è noto dalla letteratura, la massima espansione olocenica è avvenuta nella Piccola Età Glaciale (XVI-XIX secolo A.D.). Essa è attualmente ricostruibile sul terreno grazie a una serie di caratteristici argini, quasi sempre ben espressi, ed è documentata da numerose testimonianze storiche. Nel XX secolo, trascurando brevi periodi di avanzata, tutti i ghiacciai hanno subito un forte arretramento (Nardis -890 m nel periodo 1905-1984; Cornisello -790 m, nel periodo 1921-1985; Presanella -810 m, nel periodo 1920-1987; Amola -580 m, nel periodo 1948-1987).

² Sono qui elencati i ghiacciai presenti totalmente o parzialmente nella Sezione "Laghi di Cornisello", assieme al numero di riferimento (numero tra parentesi) riportato nel catasto dei Ghiacciai Italiani (Comitato Glaciologico Italiano - C.N.R. 1961) ed al codice del World Glacier Monitoring Service (1988). Ghiacciaio (Vedretta) Occidentale di Nardis (640)-I/4L01011023; Ghiacciaio (Vedretta) Orientale di Nardis (641)-I/4L01011025; Ghiacciaio Nord-Orientale della Cima Quattro Cantoni (642)-I/4L01011026; Ghiaccio di Monte Nero (643)-I/4L01011027; Ghiacciaio (Vedretta) d'Amola (644)-I/4L01011028; Ghiacciaio dei Camosci (645)-I/4L01011030; Ghiacciaio (Vedretta) Meridionale di Cornisello (646)-I/4L01011031; Ghiacciaio (Vedretta) Settentrionale di Cornisello (647)-I/4L01011032; Ghiacciaio di Monte Caldoni o Cagalat (667)-I/4L00102403; Ghiacciaio del Passo Cagalatin (668) estinto; Ghiacciaio Settentrionale di Corno Giner (669)-I/4L00102404; Ghiacciaio Orientale della Cima di Bon (670)-I/4L00102405 estinto per il CGI designato su CTR; Ghiacciaio Settentrionale dei Corni di Venezia (672)-I/4L00102406; Ghiacciaio Settentrionale di Cima Scarpacò (673); Ghiacciaio Occidentale di Cima Scarpacò (675)-I/4L00102411; Ghiacciaio Settentrionale della Quota 3165 (676) cartografato in CTR assieme a 675; Ghiacciaio del Passo di Stavel (677)-I/4L00102412; Lembo Orientale del Ghiacciaio (Vedretta) della Presanella (678)-I/4L00102413.

Le brevi pulsazioni positive, collocate nel generale ritiro, alle quali spesso è associata la sedimentazione di depositi glaciali di neoformazione, non furono registrate contemporaneamente in tutti i ghiacciai, ma si distribuirono in periodi diversi: 1927-1928, 1976-1979, 1983-1986 per il Ghiacciaio Occidentale di Nardis; 1934-1937 per il Ghiacciaio Meridionale di Cornisello; 1976-1986 per il Ghiacciaio della Presanella. Un evidente rallentamento nel ritiro generale è riscontrabile dagli anni '50.

La Val Cornisello e la Val d'Amola, due valli pensili interamente poste sopra i 2000 m, si collegano con l'asse vallivo principale del Sarca di Nambrone mediante due gradini di sbocco, posti in successione, ed orientati N-S. Depositi glaciali olocenici e tardiglaciali, quasi sempre modellati in argini morenici laterali e frontali, poggiano direttamente sul substrato roccioso. A margine dei principali ghiacciai attuali si sviluppano complessi e caratteristici apparati morenici. Depositi proglaciali, modellati in piccole piane alluvionali ed a luoghi in conoidi, sono ubicati in corrispondenza delle posizioni raggiunte dalle fronti glaciali. Alcune conoidi sono legate esclusivamente all'attività delle acque correnti superficiali.

Gran parte dei versanti dei solchi vallivi sono fasciati da falde detritiche, anche a grossi blocchi, sovente modellate in coni.

Alcuni di questi sono stati generati non solo dalla gravità, ma anche dalle acque di ruscellamento, dalle valanghe e da *debris flow*, originando quelle caratteristiche forme miste tipiche dell'ambiente alpino, note come *murkegel*. Rari e di scarso significato i fenomeni franosi, quasi esclusivamente legati a piccoli crolli di porzioni di parete rocciosa. Va segnalata la presenza di *rock glacier*, alcuni dei quali tuttora attivi.

In più casi la morfologia dei versanti e di alcune creste è influenzata da motivi strutturali (prevalenti fratture), che hanno indirizzato e favorito l'erosione selettiva, generando vallecule rettilinee, canaloni e seghettature nei profili dei crinali.

Il Gruppo della Presanella, a cui appartiene l'area della Sezione "Laghi di Cornisello", è stato preso in considerazione da vari autori nei suoi aspetti diversi. Non esistono tuttavia specifici contributi riferiti ai depositi quaternari ed alla morfologia di questa regione, eccetto il lavoro di CASTIGLIONI (1961) che analizza in particolare i depositi glaciali. Da alcuni lavori o carte di natura strettamente geologica si possono desumere frammentarie notizie sulle coperture detritiche, più o meno particolareggiate a seconda della sensibilità dell'autore nei riguardi dei depositi quaternari (ANDREATA et al., 1953; FENOGLIO, 1939; SALOMON, 1908-1910).

La vasta bibliografia di carattere glaciologico MARSON (1906, 1912), LAENG (1913), MERCIAI (1923;1928-1939), MONTERIN (1927), MORANDINI (1941-1950; 1954), VANNI (1948), MARCHETTI (1953-1977; 1978-1992), C.G.I. - CNR (1962) concentra l'attenzione esclusivamente sui corpi glaciali, registrandone le variazioni frontali, ma ignorando i depositi glaciali. I lavori di SEGRE (1948) e di MALARODA (1948), pur riferendosi ad aree limitrofe a quella della Sezione "Laghi di Cornisello", considerano i depositi glaciali, catalogandoli e datandoli; propongono inoltre una successione di eventi che può essere confrontata con quanto avvenuto nell'area in descrizione.

L'unico lavoro completo sui depositi quaternari (CASTIGLIONI, 1961) prende in considerazione tutti i depositi appartenenti agli "episodi" tardiglaciali ed olocenici, cartografati e datati utilizzando il limite delle nevi, tentando inoltre la ricostruzione dell'estensione delle coperture glaciali suddivisa nei vari stadi tradizionali alpini.

2.2. - QUADRO GEOLOGICO-STRUTTURALE³

L'area della Sezione "Laghi di Cornisello" si colloca nel settore orientale del batolite terziario dell'Adamello (Fig. 1), nella porzione centro-orientale delle Alpi Meridionali. Il batolite è costituito da un sistema di plutoni di età variabile tra l'Eocene e l'Oligocene Superiore intrusi nel basamento varisico (ercinico) e nelle sequenze di copertura permiane e triassiche, all'intersezione tra il Lineamento Periadriatico e la Linea delle Giudicarie. L'attuale strutturazione delle Alpi Meridionali è attribuibile essenzialmente alle fasi deformative neogeniche (nealpina) che hanno prodotto vistosi accorciamenti dell'ordine di decine di km (SCHONBORN, 1992, PICOTTI et al., 1995) e lo sviluppo di un'ampia catena a pieghe e sovrascorrimenti con vergenza padana.

Il basamento varisico di grado metamorfico medio-basso (Sudalpino) intruso dall'Adamello è in contatto tettonico con unità di basamento varisico di alto grado (Austroalpino) affioranti a nord, lungo la Linea del Tonale. Quest'ultima è un'importante zona di taglio duttile-fragile sub-verticale di età Oligo-Miocenica che fa parte del sistema tettonico noto come Lineamento Periadriatico, esteso dalla Val d'Aosta alla Slovenia.

In prossimità del lineamento sono distribuiti i plutoni di Biella, Traversella, Bregaglia, Jorio, Vedrette di Ries, Rensen e delle Karawanken, il Batolite

³ A cura di S. MARTIN.

SCHEMA GEOLOGICO DEL MASSICCIO DELL'ADAMELLO

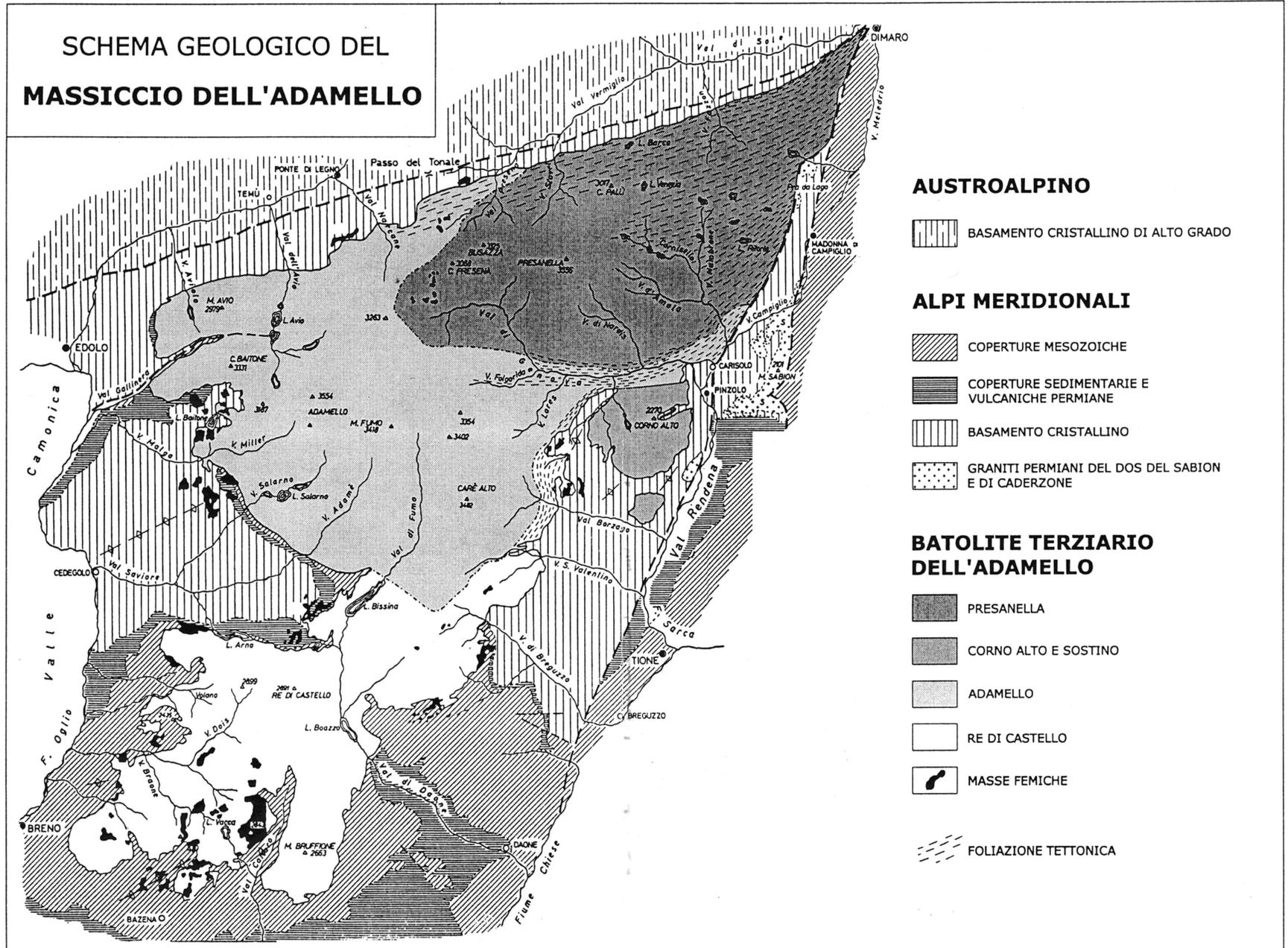


Fig. 1 - Schema geologico del Massiccio dell'Adamello

dell'Adamello, svariati sistemi di filoni e locali coperture vulcaniche (EXNER, 1976; DAL PIAZ & VENTURELLI, 1985), cioè le maggiori manifestazioni intrusive ed effusive terziarie descritte dai tempi di SALOMON (1897) con il termine "Magmatismo Periadriatico". Essi si svilupparono in uno stadio avanzato della collisione continentale alpina, poco dopo il picco termico del metamorfismo regionale Lepontino descritto da FREY et al. (1974) e TROMMSDORFF & NIEVERGELT (1985).

I margini settentrionale e nord-orientale del Batolite dell'Adamello (Fig. 1) e i margini meridionali dei plutoni di Bregaglia e Karawanken, così come altri corpi minori furono intensamente deformati dal Lineamento Periadriatico che era già attivo nell'Oligocene superiore (attorno a 30 Ma) ed è rimasto attivo come linea trascorrente destra fino al Tortoniano medio-superiore (CASTELLARIN et al., 1993), quando la Linea delle Giudicarie ha cominciato ad agire come rampa per i sovrascorrimenti SE- e S- vergenti miocenici.

Il Batolite dell'Adamello è composto da una serie di intrusioni, ciascuna con una propria storia di differenziazione (CALLEGARI & DAL PIAZ G.B., 1973; ZATTIN et al., 1995). L'eterogeneità litologica, chimica e isotopica del complesso magmatico ha suggerito l'esistenza di processi di frazionamento a livelli strutturali differenti, accompagnati da diversi gradi di assimilazione crostale (CALLEGARI, 1985). Il batolite fu suddiviso da BIANCHI, CALLEGARI e JOBSTRAIBIZER (1970) in vari gruppi magmatici: Gruppo della Presanella, dell'Adamello s.s., del Corno Alto (Fig. 1) etc.. Ciascun gruppo venne ulteriormente suddiviso in base ai diversi litotipi, analizzati e ordinati secondo una precisa sequenza intrusiva derivata dall'analisi delle relazioni di intrusione tra i vari plutoni e dallo studio degli xenoliti (CALLEGARI & DAL PIAZ G.B., 1973). Gli autori proposero infine la seguente sequenza di intrusione partendo dal complesso magmatico più antico: il complesso gabbrico-granodioritico di Re di Castello, la quarzodiorite biotitica delle Vette Centrali, il complesso gabbrico-tonalite dell'Adamello occidentale, la quarzodiorite micacea della Val d'Avio, la tonalite della Presanella centrale, la quarzodiorite della bassa Val di Genova, la tonalite della Presanella centrale, la tonalite Presanella nord-orientale. Tale sequenza è stata successivamente confermata dalle datazioni radiometriche Rb/Sr eseguite su biotite e mica bianca (DEL MORO et al. 1985; MARTIN et al., 1996).

Le intrusioni precoci, rappresentate dai gabbri di Re di Castello, dalle granodioriti, dioriti e trondhjemititi di Sostino e del Corno Alto, sono allineati in direzione NNE-SSW nel settore centro-orientale del batolite; i corpi ultrabasici sono localizzati esclusivamente al margine meridionale del complesso di Re di Castello (ULMER et al., 1985; MACERA et al., 1985; BLUNDY & SPARKS, 1992). Le intrusioni basiche e ultrabasiche furono alimentate da sorgenti mantelliche contaminate da fluidi provenienti da antiche zone di subduzione, mentre i plutoni dioritici e trondhjemitici

da magmi contaminati dalla fusione di crosta inferiore. I plutoni tonalitici, intrusi successivamente, derivarono dalla fusione di corpi mafici profondi e della crosta superiore (DAL PIAZ & VENTURELLI, 1985; KAGAMI et al., 1991; MACERA et al., 1995).

Il complesso della Presanella, cui appartiene l'area di Cornisello, e' il piu' settentrionale del batolite e comprende i plutoni della Presanella e di Nambrone. Il primo è formato da tonaliti a orneblenda e biotite a grana medio-grossa, con struttura massiccia nelle parti interne, foliata fino a cataclastica nelle zone marginali; il plutone di Nambrone e' formato prevalentemente da leucotonaliti (BIANCHI et al., 1970), con struttura da moderatamente a fortemente orientata con locali effetti cataclastici (MONTRESOR & RIGATTI, 1995). Fra i litotipi del complesso della Presanella non vi sono limiti netti, bensì passaggi più o meno graduali. L'intrusione di questo complesso magmatico è avvenuta antecedentemente all'età di 33-28 Ma (Tab. 1), ove l'età più recente, ottenuta nelle tonaliti foliate marginali, suggerisce un possibile ringiovanimento da parte dell'attività tettonica successiva all'intrusione (DEL MORO et al., 1985). Le tonaliti del margine settentrionale (Val di Sole), meridionale (Val di Genova) e orientale (Val Meledrio) (Fig. 1) sono infatti caratterizzate da un'intensa deformazione duttile-fragile concentrata in fasce dell'ampiezza di qualche km (DAL PIAZ G.B., 1953). In Val di Sole la foliazione ha un'andamento circa ENE-WSW ed è parallela al bordo del plutone e alla linea del Tonale, in Val di Genova è invece orientata E-W e forma un angolo di 30°-40° con la Linea delle Giudicarie.

TAB. 1 - Età radiometriche del Batolite dell'Adamello

	Rb/Sr (Ma) su biotite	Rb/Sr (Ma) su muscovite
Re di Castello meridionale	42 - 40	
Re di Castello settentrionale	38 - 36	39 - 37
Corno Alto	34 - 33*	42 - 41
Corno Alto (diorite di M.ga Campo)	33 - 34*	
Sostino	39 - 38	
Adamello occidentale	36 - 34	
Adamello Vette Centrali	34	
Avio	34 - 32	
Val di Genova	33 - 30	
Presanella centrale	33 - 31	
Presanella nord-orientale	32 - 28**	
* dati interpretati come età di raffreddamento ringiovanite dall'intrusione dei plutoni della Presanella; ** età di raffreddamento delle tonaliti foliate.		

I plutoni dell' Adamello sono intrusi entro varie unità di basamento varisco note come Scisti di Rendena in Val Rendena e Val Meledrio (SALOMON, 1910), Scisti di Edolo in Val di Sole e Val Camonica, Scisti delle Tre valli bresciane in Val Brembana e Val Trompia (ORIGONI GIOBBI & GREGNANIN, 1985). Le intrusioni hanno sviluppato aureole di contatto con associazioni ad andalusite, cordierite, biotite, granato, talora a K-feldspato, sillimanite e spinello in funzione della profondità di intrusione, dell'attività dei fluidi e della temperatura raggiunta durante l'intrusione. Ove il basamento non è metamorfosato per contatto dalle intrusioni terziarie è possibile riconoscere un'impronta metamorfica pre-alpina in facies da scisti verdi ad anfibolitica a staurolite (Scisti di Rendena, BIANCHI & DAL PIAZ G.B., 1950), talora con sillimanite fibrolitica (Scisti di Edolo) ed una locale retrocessione metamorfica in facies scisti verdi. I micascisti, probabilmente derivati da sedimenti pelitico-arenitici talvolta carboniosi, di età pre-ordoviciana (470-430 Ma, BORIANI & GIOBBI ORIGONI, 1982) includono intercalazioni di metabasiti, porfiroidi, metavulcaniti ed ortogneiss e mostrano notevoli analogie con il basamento varisco di medio-basso grado delle Alpi orientali. Entro il basamento sono intrusi complessi granitoidi, apofisi e filoni di età Permiano inferiore (es.: Granodiorite di Caderzone, complesso magmatico del Dos del Sabion) con sviluppo di aureole metamorfiche di contatto; sono inoltre presenti mineralizzazioni idrotermali a Ag-Pb-Zn-F e diffusi fenomeni di retrometamorfismo e metasomatismo attribuiti ad un'evento termico di età triassica (DE CAPITANI et al., 1994).

La scistosità regionale nel basamento in prossimità dei plutoni orientali e meridionali ha direzione prevalente NNE-SSW; In prossimità dei plutoni occidentali ha direzione ENE-WSW ma ruota in corrispondenza dell'incunearsi del basamento tra la Tonalite Re di Castello e la Tonalite Adamello centrale assumendo una direzione NNE-SSW. Il *trend* regionale intorno a NNE è attribuibile ad una rotazione neogenica in senso antiorario degli assi originariamente orientati ENE-WSW delle pieghe chilometriche alpine che predatano l'intrusione dell'Adamello (BRACK, 1985).

3. - CARTA GEOLOGICA

3.1. - DEPOSITI QUATERNARI⁴

La caratterizzazione dei depositi quaternari risulta da una lettura integrata tra le informazioni riportate sulla carta rilevata secondo il criterio "litomorfogenetico" e lo schema delle Unità stratigrafiche informali.

Nella carta litomorfogenetica sono rappresentati i depositi di versante, quelli legati alle acque correnti superficiali, quelli glaciali, crionivali e lacustri. I loro caratteri tessiturali sono rappresentati mediante opportuna simboleggiatura riferita alle classi granulometriche, mentre la genesi e la cronologia si desumono dal diverso colore assunto, di volta in volta, dai simboli stessi. Per quanto riguarda l'età, i corpi sedimentari e le forme sono stati suddivisi nelle categorie "attuale", "subattuale", "antico". Per la loro definizione si ripropone quanto già sperimentato positivamente dal Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia (1987, 1992).

- Attuale: deposito e/o forma riferito a processi in atto all'epoca del rilevamento e/o ricorrenti a ciclo breve (stagionale o annuale);
- Subattuale: deposito e/o forma riferito a processi con evidenze o testimonianze (dirette, storiche, ecc.) di attività nell'attuale sistema morfoclimatico e/o con concreta possibilità di riattivarsi;
- Antico: deposito e/o forma riferito a condizioni morfoclimatiche e morfodinamiche diverse dalle attuali.

Lo schema delle Unità stratigrafiche informali, rappresenta una serie di unità suddivise per bacino e contrassegnate da differenti colori. La loro età è compresa tra il XX secolo ed il Tardiglaciale. I loro rapporti sono indicati in una apposita sezione a margine dello schema delle Unità stratigrafiche informali, utilizzando gli stessi colori della legenda, ai quali sono sovrapposti alcuni simboli per la differenziazione delle litofacies, di alcune caratteristiche geomorfologiche e del grado di pedogenizzazione che caratterizza i vari depositi.

3.1.1. - UNITÀ A

Depositi glaciali localmente a nucleo di ghiaccio, *till*⁵ di ablazione e di colata, con associati depositi fluvio-glaciali e lacustri.

⁴ A cura di C. BARONI e A. CARTON.

⁵ Sedimento che è stato trasportato e deposto da un ghiacciaio con scarsa o nulla selezione da parte dell'acqua.

- *Diamicton*⁶ massivo a supporto di matrice e/o clastico; ghiaie, sabbie e limi; i clasti sono costituiti da "Tonaliti tipo Presanella centrale".
- Profilo di alterazione inesistente; copertura lichenica assente.
(XX secolo)

3.1.1.1. - Unità A della Presanella

Lo spessore verticale visibile è valutabile in alcuni metri. L'unità (lembo settentrionale del ghiacciaio della Presanella e parte frontale della Vedretta di Scarpacò, Fig. 2), passa a detrito che copre le fronti glaciali; si sovrappone inoltre al substrato e all'Unità B della Presanella. In questo ultimo caso, il contatto avviene lungo superfici che possono essere erosive (fianco interno di morena laterale, caso Presanella) e non (semplice sovrapposizione ad altro argine più esterno, caso Scarpacò).



Fig. 2 - Unità A ed Unità B della Presanella. È visibile al centro della foto il Ghiacciaio di Scarpacò, marginato da due imponenti morene frontali bilobate appartenenti all'Unità B. L'Unità A è visibile tra la terminazione del ghiacciaio e l'inizio dell'argine morenico (foto A. CARTON, settembre 1992).

⁶ Sedimento mal selezionato, costituito da un miscuglio di blocchi, ghiaia, sabbia e sedimenti fini, senza riferimento alla genesi.

3.1.1.2. - Unità A della Val di Bon

Spessore massimo di alcuni metri. L'unità poggia sul margine sinistro del Ghiacciaio Orientale della Cima di Bon, sulla fronte del Ghiacciaio Settentrionale dei Corni di Venezia, sull'Unità B della Val di Bon e sul substrato; a luoghi l'effettiva estensione è mascherata dalla sovrapposizione di detriti di versante. L'affioramento ad occidente del Ghiacciaio Orientale della Cima di Bon ha la forma di un argine ben pronunciato e costituisce un lembo della morena laterale sinistra, mentre quello ubicato a valle dell'altro ghiacciaio, è un'ampia coltre di deposito glaciale sparso, a nucleo di ghiaccio, modellato in evidenti dossi e depressioni. Dal punto di vista genetico è costituita da *till* di ablazione e di colata, che sfuma a detriti sopragliaciali (*supraglacial till*) presso il margine del ghiacciaio.

3.1.1.3. - Unità A della Val Caldura

Appoggia sopra l'Unità B della Val Caldura. È ubicata alla fronte del Ghiacciaio Settentrionale del Corno Giner, tra le quote 2600 m e 2640 m, ed è classificabile come *till* di ablazione e di colata.

3.1.1.4. - Unità A della Val Nambrone

L'unità delimita lateralmente e frontalmente la piccola placca di ghiaccio ubicata a NE di Monte Caldura, tra le quote di 2640-2740 m. Ha uno spessore massimo di qualche metro. Appoggia sul margine del ghiacciaio che la genera e ricopre l'Unità B della Val Nambrone. La sua estensione reale è mascherata, sul lato destro, dalla sovrapposizione di un cono detritico. Assume la forma di argine morenico ben espresso, posto in posizione latero frontale. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione e di colata.

3.1.1.5. - Unità A di Cornisello

La litofacies è costituita da *diamicton* massivo a supporto clastico e, più raramente, a supporto di matrice (cfr. schema dei rapporti delle Unità stratigrafiche informali e carta litomorfogenetica) e delimita lateralmente, per breve tratto, la

Vedretta Settentrionale di Cornisello, tra le quote di 2900-2960 m, con spessore massimo di qualche metro. Appoggia sul margine settentrionale della vedretta, ricopre l'Unità B di Cornisello e si presenta come un breve tratto di argine morenico laterale sinistro. L'unità è presente anche come deposito glaciale sparso sulla superficie che separa i lobi settentrionale e meridionale del Ghiacciaio di Cornisello, con spessori effimeri, risultando anche priva di espressione morfologica. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione.

Nell'ambito di questa unità vi sono anche ghiaie, localmente con blocchi e sabbie stratificate, e limi subordinati. Appoggiano esclusivamente sull'Unità B di Cornisello e affiorano lungo l'asse drenante delle due Vedrette di Cornisello. Il deposito assume la forma di piccola piana alluvionale (tra le quote 2690-2730 m) e più a valle di basso cono di deiezione (estremità occidentale del Lago Vedretta). Nel primo caso i detriti ghiaiosi, scarsamente elaborati, sono a supporto clastico, localmente privi di matrice, in particolare nelle aree in cui operano le acque di fusione nivale. Nel cono di deiezione presso il Lago Vedretta, i depositi sono esclusivamente formati da sabbie e limi che conservano effimere strutture di corrente. Dal punto di vista genetico la litofacies è classificabile come deposito fluvioglaciale.

3.1.1.6. - Unità A dell'Amola

La litofacies è costituita da *diamicton* massivo, a supporto clastico e localmente di matrice, con tessitura dalle ghiaie ai blocchi e matrice prevalentemente sabbiosa. Poggia sull'Unità B dell'Amola (spesso su superficie di erosione, lato interno della morena laterale) e, in alcuni casi, anche sul substrato roccioso. L'unità affiora tipicamente al margine sinistro della Vedretta dell'Amola, dove costituisce un argine ben pronunciato, e nel settore latero-frontale del Ghiacciaio dei Camosci. Il deposito raggiunge i 10 m di spessore in corrispondenza delle massime culminazioni delle creste moreniche. È molto probabile e localmente certa la presenza di ghiaccio morto al di sotto di questi depositi. A questa unità è stata associata anche l'ampia superficie di copertura detritica della parte terminale della Vedretta dell'Amola. Questa scelta, che potrebbe apparire un poco forzata, è motivata dal fatto che la superficie citata è costituita in netta prevalenza da depositi glaciali a nucleo di ghiaccio, che si raccordano senza soluzione di continuità ai depositi sopragliaciali della vedretta vera e propria. Si tratta di una vasta coltre (1000x400 m) di detrito spigoloso e tagliente, sempre tonalitico, per nulla elaborato, privo di matrice, rappresentato da ciottoli e blocchi. Nel suo insieme il deposito appare modellato in più dossi allungati sub

paralleli (4, forse 5), un ibrido tra pseudomorene galleggianti e depositi a nucleo di ghiaccio, già notati, più a valle, nel 1920 (MERCIALI, 1923). Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione e di colata, che si raccorda verso il ghiacciaio con detrito sopragliaciale (*supraglacial ablation till*), progressivamente in evoluzione verso veri e propri depositi glaciali.

Nell'ambito di questa unità si distinguono anche ghiaie, localmente con blocchi, sabbie stratificate e subordinati limi. Il deposito appoggia sull'Unità B dell'Amola, sull'Unità del Piano di Sasso e sul substrato. Affiora all'interno della parte terminale dell'apparato morenico della Piccola Età Glaciale (Fig. 3), nei pressi della conca del Piano di Sasso e nell'area interposta tra le due precedenti località; assume la forma di cono di deiezione e, più raramente, riempie depressioni e solchi in roccia. Nel primo affioramento il deposito è esclusivamente formato da sabbie e limo, in cui sono disegnate effimere figure di trasporto di corrente. Dal punto di vista genetico la litofacies in oggetto è classificabile come deposito fluvioglaciale attualmente in formazione.



Fig. 3 - Unità A dell'Amola (litofacies a ghiaie prevalenti, localmente con blocchi, e sabbie stratificate; limi subordinati) ed Unità B dell'Amola, litofacies a *diamicton* massivo a supporto di matrice e subordinatamente clastico. In primo piano è evidente l'Unità A dell'Amola affiorare in forma di cono di deiezione all'interno della parte terminale dell'apparato morenico della Piccola Età Glaciale della Vedretta dell'Amola. Il deposito è esclusivamente formato da sabbie e limi in cui sono disegnate effimere figure di trasporto di corrente. Sullo sfondo alcuni lembi dell'Unità B dell'Amola, litofacies a *diamicton* massivo a supporto di matrice e subordinatamente clastico (foto A. CARTON, agosto 1992).

Un'altra facies di questa unità, costituita da limi e sabbie stratificati, è ubicata nelle depressioni in roccia a valle dell'Unità B dell'Amola (Fig. 3). La facies appoggia esclusivamente sul substrato e costituisce piccole piane lacustri e palustri, stagionalmente occupate dall'acqua. Lo spessore non è valutabile per mancanza di affioramenti della base di appoggio, ma comunque non è superiore ad alcuni metri. Dal punto di vista genetico la litofacies è classificabile come deposito lacustre - palustre attualmente in formazione.

3.1.2. - UNITÀ B

Depositi glaciali con associati depositi fluvioglaciali e fluviali. I clasti sono costituiti da "Tonaliti tipo Presanella centrale"

- *Diamicton* massivo a supporto di matrice e/o clastico; ghiaie e sabbie.
 - Profilo di alterazione di 5 cm circa (A/C); superficie lichenizzata, colonizzazione vegetale diffusa.
- (Piccola Età Glaciale)

3.1.2.1. - Unità B della Presanella.

Affiora nel settore NE del Ghiacciaio della Presanella, da quota 1900 m a 2325 m, e a valle della Vedretta di Scarpacò (Fig. 2). Il suo spessore è di difficile valutazione poiché l'unità è rappresentata da corpi lenticolari, spesso con superfici di appoggio inclinate, che raggiungono anche alcune decine di metri di potenza. È sottostante all'Unità A della Presanella ed è delimitata, a letto, da una superficie di erosione glaciale su roccia. I suoi effettivi limiti sono spesso mascherati da depositi di versante di diversa facies. L'Unità ha la forma di un argine morenico ben espresso; nel caso specifico rappresenta una morena laterale destra del Ghiacciaio della Presanella e l'argine bilobato frontale della Vedretta di Scarpacò. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione e di colata. CASTIGLIONI (1961) riferisce al XIX secolo gli argini morenici appartenenti a questa unità.

3.1.2.2. - Unità B della Val di Bon.

Affiora estesamente nel settore centrale della Val di Bon, tra le quote 2650 m e 2250 m, ed in minor misura a valle del Ghiacciaio Orientale della Cima

di Bon. Lo spessore medio è di alcuni metri, ma aumenta considerevolmente ove l'unità assume la forma di argine. I suoi originali limiti di sedimentazione sono visibili esclusivamente nel settore settentrionale dell'affioramento, ove poggia direttamente sul substrato. Altrove è ricoperta da depositi più recenti, di versante e glaciali. È sottoposta all'Unità A della Val di Bon e a coni detritici di versante. La superficie basale di appoggio, ove visibile, è costituita da una superficie di erosione glaciale. Per un breve tratto ricopre parzialmente l'Unità del Bivacco Canali, ma non è qui chiaro quale sia il tipo di superficie di appoggio. Nel settore settentrionale una successione di tre valli mostra la tipica struttura di morene di accrezione e sovrapposizione. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione. CASTIGLIONI (1961) data gli argini morenici di questa unità al XIX secolo.

3.1.2.3. - Unità B della Val Caldura.

Occupava estesamente l'ampio recinto a N di Cima Giner, tra le quote 2500 m e 2800 m; è parzialmente rimobilizzata da fenomeni crionivali. Ha spessore non valutabile per mancanza di significativi affioramenti della superficie basale; si stima sia di diverse decine di m, soprattutto in corrispondenza della serie di argini presenti nel settore NE. È sottoposta a coni e falde detritiche, all'Unità A della Val Caldura, e si presume appoggi direttamente sul substrato roccioso. Ad essa si sovrappone anche l'Unità di Cima Segantini (*rock glacier*), anche se i contatti avvengono lungo limiti "sovraimposti" in quanto il *rock glacier* si è formato a spese dell'Unità B della Val Caldura. L'Unità è modellata in una serie complessa di argini che, nel settore nord orientale, indicano in particolare l'estensione dell'estinto Ghiacciaio del Passo Cagalatin. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione. CASTIGLIONI (1961) attribuisce al XIX secolo gli argini morenici appartenenti a questa unità.

3.1.2.4. - Unità B della Val Nambrone.

Occupava con piccoli lembi discontinui l'ampio recinto marcato dal M. Caldura, Cima Pale Perse, Cima Giner e Bocchetta del Giner, tra le quote 2450 m e 2750 m. Appoggia direttamente sul substrato roccioso ed è a sua volta ricoperta da depositi di versante.

3.1.2.5. - Unità B di Cornisello.

La litofacies è costituita da *diamicton* massivo a supporto di matrice e, subordinatamente, clastico ed è presente ad occidente del Lago Vedretta (Fig. 4) in due affioramenti principali. Lo spessore varia da alcuni metri a qualche decina di metri. Poggia, quasi ovunque, direttamente sul substrato roccioso, con cui è in relazione attraverso una superficie di erosione glaciale. È sottoposta all'Unità A di Cornisello e copre, mascherandola completamente, l'Unità C di Cornisello. Il deposito in oggetto affiora, con andamento longitudinale, in due lembi tra le quote di 2630 e 2900 m, assumendo la forma di argini morenici laterali. La scarpata interna dell'affioramento settentrionale (che rappresenta una superficie di erosione) mostra una pseudo-stratificazione evidenziata da allineamenti di massi isorientati e, subordinatamente, da differenze tessiturali, tipiche di depositi glaciali di sovrapposizione.

Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione e di colata. CASTIGLIONI (1961) data gli argini appartenenti a questa unità come "argini morenici del XIX secolo".

Nell'ambito di questa unità si distinguono anche ghiaie e sabbie stratificate, localmente a blocchi, e limi subordinati. Appoggia sul substrato roccioso e su depositi di versante, dai quali è localmente coperta. Affiora a N e a NW del Lago Superiore di Cornisello, ove si inseriscono gli assi drenanti della conca del Lago di Scarpacò e del settore meridionale di Cornisello. Il deposito più settentrionale interferisce con la conca lacustre, modificandone i limiti. Dal punto di vista genetico la litofacies è classificabile come deposito fluvioglaciale di conoide.

Un'altra facies di questa unità è costituita da limi e sabbie stratificati, con minori intercalazioni ghiaiose. Stratificazione e laminazione sono evidenziate da differenze tessiturali e da strutture sedimentarie. Affiora ad E e N del Lago di Cornisello Inferiore, costituendo una piana alluvionale a quota 2086 m. Lo spessore non è valutabile per mancanza di affioramento della base, ma è comunque superiore a 2.5 m, come documentato da una sezione naturale incisa da un'ansa del torrente immissario del laghetto. Al di sotto di un sottile orizzonte A (6 cm di spessore) si sviluppa, fino a 82 cm di profondità, un'alternanza di livelli grigi di sabbie (prevalenti nella parte inferiore, da 56 a 82 cm) e limi (prevalenti nella parte superiore, da 0 a 56 cm). Questi depositi presentano una marcata laminazione piano-parallela, o debolmente ondulata, da millimetrica a centimetrica. I livelli sabbiosi più

grossolani si presentano in lenti a gradazione diretta, discontinue, dello spessore di pochi centimetri. Tra 82 e 104 cm di profondità si trovano limi organici laminati, grigio-scuri e neri, con intercalazioni millimetriche di livelletti torbosi e di lenticelle di sabbia. Da segnalare, la presenza di rami e rametti, in giacitura concordante con la laminazione; rari frustoli vegetali sono presenti anche nel livello sottostante, costituito da limi compatti dello spessore di una quindicina di centimetri (fino a 120 cm di profondità). Segue un altro livello di limo massivo (fino a 137 cm) grigio-bruno ed un pacco di sabbie laminate grigie, che si spinge fino a circa 250 cm (limite raggiunto con trivella a mano).



Fig. 4 - Unità B di Cornisello, litofacies a *diamicton* massivo a supporto di matrice e subordinatamente clastico; ghiaie, sabbie e blocchi. È visibile il fianco destro del Lago Vedretta. In primo piano l'affioramento più meridionale che copre, mascherandola completamente, l'Unità C di Cornisello. Il deposito in oggetto assume la forma di argine laterale e descrive esattamente l'andamento del margine glaciale (foto A. CARTON, agosto 1992).

Dal punto di vista genetico la litofacies è classificabile come deposito di piana alluvionale con sottili intercalazioni di orizzonti torbosi, anche se presumibilmente l'età dei depositi organici di quest'ultima litofacies potrebbe essere più antica.

3.1.2.6. - Unità B dell'Amola.

La litofacies, costituita da *diamicton* massivo a supporto di matrice e subordinatamente clastico, affiora estesamente a SE sia della Vedretta dell'Amola che del Ghiacciaio di Monte Nero. In particolare, il primo affioramento si sviluppa per una lunghezza di circa 2500 m e con una larghezza massima di 500 m, tra le quote di 2430 e 2850 m. Lo spessore è di difficile valutazione in quanto non si conosce esattamente l'andamento del substrato; gli spessori maggiori vengono raggiunti nel settore centro meridionale dell'accumulo antistante la Vedretta dell'Amola, ove si stima possano raggiungere anche i 100 m. Il deposito si trova al di sotto delle prime due litofacies descritte dell'Unità A dell'Amola (*diamicton* massivo a supporto clastico e localmente a supporto di matrice e ghiaie, localmente con blocchi, sabbie stratificate e limi subordinati) ed è delimitato, alla base, da una superficie di erosione glaciale. Dal punto di vista geomorfologico l'unità costituisce il sistema morenico frontale più imponente del Gruppo della Presanella e mostra, specie nei fianchi interni delle due morene (superfici di erosione per franamento), allineamenti di massi e variazioni tessiturali tipiche dei depositi glaciali di sovrapposizione.

Nella parte terminale dell'argine sinistro ed al piede dei ripidi fianchi interni (circa 40°) sono presenti detriti spigolosi a grossi blocchi. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione e di colata. CASTIGLIONI (1961) riferisce gli argini morenici di questa unità al XIX secolo.

Nell'ambito di questa unità si distinguono anche ghiaie e blocchi prevalenti, con sabbie e limi subordinati; la stratificazione è mal distinta. Il corpo sedimentario è edificato a spese dei depositi glaciali sovrastanti. L'appoggio non è esposto. Ricopre l'Unità del Piano di Sasso e la facies a ghiaie, sabbie e limi stratificati dell'Unità B dell'Amola; è sottoposto a depositi di versante, che localmente ricopre. Assume la forma di cono, deposto da acque di ruscellamento incanalate. Affiora nella piccola conca del Piano di Sasso e nel fondovalle del Sarca d'Amola, a NW di Malga Vallina d'Amola. Dal punto di vista genetico, la litofacies è classificabile come deposito fluvioglaciale di conoide.

Un'altra facies di questa unità è costituita da ghiaie, sabbie e limi stratificati, con clasti arrotondati ed elaborati; la stratificazione è sottolineata da variazioni tessiturali. L'unità è edificata a spese dei depositi glaciali sovrastanti. Riempie la conca del Piano di Sasso, costituendo una piana alluvionale terrazzata in più ordini, tra le quote 2160 e 2170 m. Non è visibile

la superficie basale. Lateralmente si addossa all'Unità del Piano di Sasso, che a sua volta sorregge i depositi in questione. Spessore non valutabile per mancanza di affioramento della base. Dal punto di vista genetico la litofacies è classificabile come deposito fluvioglaciale di piana alluvionale.

3.1.2.7. - Unità B della Vedretta di Nardis.

L'unità affiora parzialmente nella Sezione "Laghi di Cornisello", tra le quote 2300 e 3000 m, e si distribuisce davanti alle lingue della Vedretta Occidentale ed Orientale di Nardis. Poiché la superficie di discontinuità inferiore è una superficie di erosione glaciale in roccia, essa è quindi quasi costantemente poggianti sul substrato: per questo presenta limiti ben definiti e netti. Lateralmente e frontalmente si sovrappone all'Unità di Val Nardis. Anche in questo caso è ben evidenziata, lungo sezioni naturali (fianchi interni delle morene), la struttura di sovrapposizione del deposito con diversi ordini di massi allineati e uniformemente inclinati verso il fianco esterno della morena. Assume la forma di argini laterali e frontali ben espressi, con cresta aguzza sulla quale qualche grosso masso ne interrompe la continuità. Lo spessore varia da qualche metro ad una cinquantina di metri. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione e di colata. La deposizione di tali morene è stata attribuita all'avanzata del secolo scorso (CASTIGLIONI, 1961; MERCIAI, 1930).

3.1.3. - UNITÀ C

Depositi glaciali sepolti.

- *Diamicton* massivo a supporto di matrice sepolto al nucleo delle unità B (morena di sovrapposizione).

(Neoglaciale)

3.1.3.1. - Unità C di Cornisello (sepolta al nucleo dell'Unità B di Cornisello).

Si tratta di una unità non affiorante, ma di cui si può dedurre l'esistenza sulla base dei rapporti stratigrafici tra depositi databili a differente litofacies.



Fig. 5 - Depressione sbarrata dalla morena laterale destra del Ghiacciaio di Cornisello (Unità B di Cornisello, litofacies a *diamicton* massivo a supporto di matrice e subordinatamente clastico) e dalla roccia in posto. È visibile nella piccola piana l'ubicazione dello scavo fatto a mano profondo circa 2,5 m in cui è stato rinvenuto un suolo sepolto, evoluto a tetto di depositi di *debris flow*, sigillato da un pacco di sedimenti sabbioso-limosi stratificati (vedi Fig. 6). L'Unità C di Cornisello si trova al nucleo dell'argine rappresentato nella foto (foto A. CARTON, agosto 1992).

Essa è individuabile anche in altre parti del gruppo Adamello Presanella (BARONI & CARTON, 1991a; PANIZZA et al., 1996). Da numerosi studi è emerso che in genere i depositi glaciali olocenici sono in realtà corpi articolati e complessi, messi in posto da distinte e ripetute fasi glaciali. L'età di questi depositi e di queste forme non è confinata alla Piccola Età Glaciale, ma abbraccia una consistente porzione del Neoglaciale (più recente di 5000 anni; PORTER & DENTON, 1967; BARONI & OROMBELLI, 1996), almeno a partire dal III millennio a.C. L'unità in oggetto si trova al nucleo dell'argine morenico laterale destro (litofacies a *diamicton* massivo a supporto di matrice e subordinatamente clastico) dell'Unità B di Cornisello. In particolare, uno scavo a mano profondo circa 2,5 m effettuato in una depressione sbarrata dalla morena laterale destra del Ghiacciaio di Cornisello (Fig. 5), ha messo in luce un suolo sepolto, evoluto a tetto di depositi di *debris flow*, sigillato da un pacco di sedimenti sabbioso-limosi stratificati (Fig. 6). L'età ^{14}C di questo orizzonte organico è di 2745 ± 110

anni B.P. (GX-18496) ed indica che l'argine che sorregge i depositi sabbioso limosi è stato generato da una avanzata avvenuta dopo tale data. Ciò significa che, in questo punto, il deposito glaciale della Unità B di Cornisello, è costituito da un nucleo più antico, sedimentato da una avanzata del Ghiacciaio di Cornisello, successivamente coperto da una coltre di depositi glaciali messi in posto durante successive fasi di avanzata (Piccola Età Glaciale).

Non è possibile per l'unità in oggetto, non affiorante, stabilire le caratteristiche geometriche; dovrebbe comunque avere, come limite basale, una superficie di erosione glaciale in roccia ed assumere spessori inferiori a quelli che l'Unità B di Cornisello mostra in questo punto. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione.

3.1.4. - UNITÀ del Lago Vedretta

Depositi glaciali.

- *Diamicton* massivo a supporto di matrice.

- Profilo di alterazione sviluppato di alcune decine di cm (A/B2/C).

Alterazione dei massi con micromorfoselezione dei minerali femici. Copertura lichenica diffusa. Si differenzia dalla successiva unità per essere riferibile ad un diverso limite delle nevi.

(Tardiglaciale)

3.1.4.1. - Unità del Lago Vedretta

L'unità forma una esigua placca (circa 300 x 150 m) tra le quote di 2560 e 2610 m, immediatamente a valle del Lago Vedretta, con uno spessore variabile intorno ad 1-2 m. Il limite basale è una superficie di erosione glaciale in roccia. Forma bassi argini mal espressi. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione (deposito glaciale frontale). Secondo CASTIGLIONI (1961) il deposito, attribuito al Daun, indica che il limite delle nevi era, almeno localmente, sopra i 2600 e forse 2700 m.

3.1.5. - UNITÀ del Piano di Sasso

Depositi glaciali con associati depositi fluvioglaciali e fluviali.

- *Diamicton* massivo a supporto di matrice, localmente a supporto clastico; ghiaie e sabbie.

- Profilo di alterazione sviluppato di alcune decine di cm (A/E/B2/B3/C).
Alterazione dei massi con micromorfoselezione dei minerali femici. Copertura lichenica diffusa.

(Tardiglaciale)

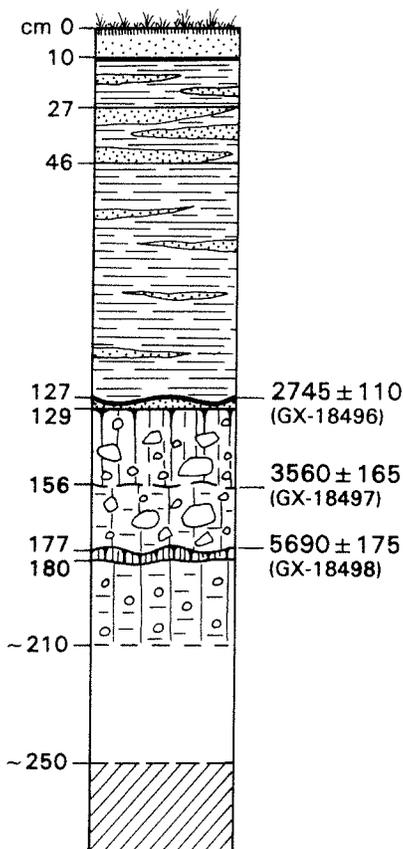


Fig. 6 - Sezione stratigrafica ricavata in una depressione sbarrata da una morena laterale. Lago Vedretta, Ghiacciaio di Cornisello (Gruppo dell'Adamello - Presanella). In evidenza le date ^{14}C ottenute e le relative sigle di laboratorio; profondità espressa in cm.

3.1.5.1. - Unità del Bivacco Canali

Affiora sul fianco sinistro della Val di Bon, tra le quote 2470 e 2550 m, come esiguo lembo allungato per qualche centinaio di metri; appare più che altro come una spalmatura di detrito. Il deposito soggiace parzialmente all'Unità B della Val di Bon ed è direttamente in contatto con il substrato roccioso lungo una superficie di erosione glaciale. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione (lembo di deposito glaciale laterale).

Non esistono elementi diretti ed indiretti di datazione; in analogia con le caratteristiche tessiturali e di alterazione di analoghi depositi, l'unità potrebbe essere attribuibile al Tardiglaciale.

3.1.5.2. - Unità del Lago Cornisello

Si tratta di una numerosa serie di lembi discontinui presenti nel solco a SE del Lago Vedretta e a SW del Lago Scarpacò, tra le quote 2100 e 2850 m. I limiti di questa unità non sempre sono definiti, essendo molto spesso frammisti a spalmature di depositi eluviali e di versante. L'affioramento principale si trova a SW del Lago di Cornisello, sui fianchi ed all'interno di una grande conca; qui il deposito è anche modellato in alcuni bassi e mal conservati argini. Altre corte morene, ubicate tra il lago Superiore ed Inferiore di Cornisello, indicano la massima estensione raggiunta da questa unità. Gli spessori si aggirano intorno a qualche metro, fatta eccezione per alcuni affioramenti collocati a S del Lago Scarpacò, ridotti a spalmature detritiche sul substrato roccioso. Sono stati cartografati più per il loro significato genetico che per l'effettiva consistenza. L'unità appoggia sempre direttamente su substrato roccioso e a volte è parzialmente coperta da depositi di versante. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione.

3.1.5.3. - Unità del Piano di Sasso

La litofacies è costituita dal consueto *diamicton* massivo. È distribuita in lembi discontinui di modeste dimensioni, ben evidenti e con limiti marcati, nei dintorni della conca del Piano di Sasso fino a quota 2150-2200 m; altri affioramenti, più continui anche se con limiti talora più sfumati, si rinvengono ad E, ad W e a NE di Malga Vallina d'Amola e a quote inferiori (1700 m circa).

Di difficile valutazione è lo spessore, che risulta alquanto variabile. Nella zona del Piano di Sasso, il deposito poggia su substrato ondulato e qui può raggiungere alcuni metri di spessore (da 2 a 5 m). I depositi di Malga Vallina sono potenti circa una decina di metri, ma in questo caso sono collocati su una superficie di appoggio inclinata e spesso mascherata da depositi di versante. L'unità sta sotto la facies a ghiaie, sabbie e limi stratificati dell'Unità B dell'Amola e copre il substrato roccioso. Gli affioramenti di Piano di Sasso sono esclusivamente modellati in una serie di argini frontali, fatta eccezione per il lungo lembo ubicato lungo il sentiero che sale al Rifugio Segantini, che costituisce invece una morena laterale destra. Gli altri affioramenti assumono piuttosto le caratteristiche di deposito glaciale sparso, con locali accenni ad argini discontinui. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione e, subordinatamente, di colata. L'affioramento di Piano di Sasso indica molto bene due soste della lingua della Vedretta d'Amola. CASTIGLIONI (1961) ha utilizzato queste morene per tracciare i limiti del ghiacciaio dauniano, attribuendo quindi tutti i depositi in oggetto allo stadio di Daun.

L'unità, riconoscibile solo come espressione morfologica, contiene anche ghiaie e sabbie stratificate con caratteri geometrici indistinti. È presente solo in un esiguo lembo di qualche centinaio di m² intorno a quota 2159-2165 m. Assume la forma di piana alluvionale ed è interpretabile come terrazzo di *Kame*⁷ corrispondente allo stazionamento della lingua del Ghiacciaio dell'Amola all'interno della conca del Piano di Sasso (seconda serie di argini morenici). Dal punto di vista genetico la litofacies in oggetto è classificabile come deposito di contatto glaciale.

3.1.5.4. - Unità di Val Nardis

L'Unità altrove molto diffusa, è rappresentata nella Sezione "Laghi di Cornisello" dal lembo a SW di Cima Quattro Cantoni, deposto dal Ghiacciaio Orientale di Nardis, tra le quote di 2550 e 2780 m. Altri lembi frammentari, ma significativi, sono situati tra le morene laterali destra e sinistra delle due Vedrette; lo spessore è di circa 8-10 m. Il deposito sta sotto l'Unità B della Vedretta di Nardis, e poggia direttamente sul substrato roccioso mediante una superficie di erosione glaciale. Dal punto di vista genetico è classificabile come *till* di ablazione. CASTIGLIONI (1961) attribuisce tutti i depositi in oggetto allo stadio di Daun.

⁷ Depositi che si formano al contatto con il ghiacciaio, generalmente in fase di scioglimento.

3.1.6. - UNITÀ di Cima Segantini

Rock glacier

- *Diamicton* massivo a supporto di matrice, a luoghi clastico; blocchi, ghiaie e sabbie.
- Profilo di alterazione inesistente, copertura lichenica assente.
- Quota delle fronti tra 2300 e 2450 m.
(XX secolo, Piccola Età Glaciale)

Si tratta di depositi di versante messi in posto fundamentalmente ad opera della gravità in ambiente crionivale; si formano a spese di altri depositi (detriti di versante e depositi glaciali) e si presentano come lobi a fronte ripida, con rughe di scorrimento più o meno articolate (Fig. 7). La loro lunghezza è variabile da circa un centinaio di metri (deposito a S di Passo delle Marmotte) fino a 900 m (alta Val Caldura). Gli spessori non sono valutabili esattamente in quanto non è mai visibile la superficie di movimento, ma raggiungono anche 100 m. Il detrito è spigoloso con frazione grossolana prevalentemente evidente sul dorso ed al piede del deposito. Ricoprono a luoghi il substrato, falde detritiche e depositi glaciali. Le loro fronti si attestano tra i 2300 e i 2450 m, secondo la loro esposizione. Sono depositi in continuo e lento movimento e pertanto privi di copertura lichenica e di alterazione pedologica. Dal punto di vista genetico il deposito è classificabile come *rock glacier*. Sulla base di elementi indiretti (rapporto quota fronte/quota isoterma media annua -1,5 °C, -2 °C) e in analogia con le caratteristiche morfologiche di analoghi depositi l'unità è attribuibile al periodo compreso tra il XX secolo e la Piccola Età Glaciale.

3.1.7. - UNITÀ di L'Om de l'Amola

Rock glacier

- *Diamicton* massivo a supporto di matrice, a luoghi clastico; blocchi, ghiaie e sabbie.
- Profilo di alterazione di alcune decine di cm (A/B2/C), copertura lichenica presente.
- Quota delle fronti 2100 m circa.
(Tardiglaciale)



Fig. 7 - Unità di Cima Segantini. Depositi messi prevalentemente in posto dalla gravità in ambiente crionivale a spese di altri depositi (detriti di versante). È evidente la forma a lobo e la fronte ripida. L'unità rappresentata colloca la sua fronte intorno ai 2300 m di quota. È evidente la frazione grossolana (a volte *open-work*) sul dorso del deposito; notare l'assenza di vegetazione. In basso a destra il Rifugio Segantini (foto A. CARTON, agosto 1992).

Si tratta di depositi di versante generati fundamentalmente dalla gravità in ambiente crionivale. Si formano, a spese di detriti di versante e si presentano come una successione di lobi affiancati, privi di rughe interne. Affiorano in una unica zona, a NW e a NE dei Crozzi dell'Uomo. La loro lunghezza è poco più di 100 m. Gli spessori non sono valutabili esattamente in quanto non è esposta la superficie lungo la quale è avvenuto il movimento; sembrano tuttavia raggiungere i 10-20 m. Il detrito è spigoloso e la frazione grossolana è evidente sul dorso del deposito; sono parzialmente affogati da depositi detritici e alluvionali.

Le loro fronti sono situate tra i 2030 e i 2100 m (200 m circa più in basso dell'Unità di Cima Segantini). Dal punto di vista genetico il deposito è classificabile come *rock glacier*. Sulla base di elementi indiretti (rapporto quota fronte/quota isoterma media annua $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$) e in analogia con le caratteristiche morfologiche di analoghi depositi l'unità è cronologicamente attribuibile al Tardiglaciale.

I *rock glacier* sono stati differenziati sulla base dei caratteri morfologici, litologici e dell'alterazione; sono inoltre distinguibili in base al loro grado di attività e dalla quota raggiunta dalla loro fronte (BELLONI et al., 1994), ma non si dispone attualmente di dati che consentano di correlarli con certezza ad una delle unità glaciali precedentemente individuate. Per questo motivo si ritiene più corretto tenerli per il momento separati, in attesa di poterli classificare entro limiti di rango superiore. Le indagini svolte consentono comunque di accorpate le varie forme in due unità.

3.1.8. - UNITÀ ubiquitarie

Falde detritiche, coni, *debris flow*, frane, depositi fluviali.

- Genesi poligenetica
(XX secolo, Piccola Età Glaciale)

Comprende tutti i depositi quaternari che non possono essere correlati con certezza, per mancanza di dati, ad una delle unità precedentemente individuate. Si tratta di falde e coni di detrito, *debris flow*, frane, depositi fluviali, ecc. La loro attività resta prevalentemente confinata in un periodo compreso tra il XX secolo e la Piccola Età Glaciale, anche se non è escluso che alcuni di essi siano più antichi. Essi sono distribuiti su tutti i fianchi vallivi, ove ricoprono, con spessori estremamente variabili, tutte le unità sopra descritte. La loro tessitura abbraccia tutte le classi granulometriche, assumendo caratteristiche specifiche secondo le diverse facies. Nella Sezione "Laghi di Cornisello" sono state distinte ampie coltri di depositi detritici di versante, principalmente falde detritiche, variamente stabilizzate, che fasciano le porzioni inferiori dei versanti rocciosi. Piccole frane di crollo sono localmente presenti nelle zone della Vedretta d'Amola.

3.2. - SUBSTRATO*

Nell'area del Cornisello sono state distinte tonaliti "tipo Presanella centrale" (BIANCHI et al., 1970) e leucotonaliti "tipo alta Val Nambrone" (FENOGLIO, 1939) sulla base delle percentuali relative dei minerali fondamentali, in particolare quarzo e orneblenda. Le plutoniti sono attraversate da filoni aplitico-trondhjemitici e da più rari filoni pegmatitici e contengono inoltre sporadiche masse intermedio-basiche.

3.2.1. - Le tonaliti "tipo Presanella centrale"

Le tonaliti "tipo Presanella centrale" (Fig. 9) sono il litotipo di gran lunga più diffuso. La roccia ha grana medio-grossa e composizione mineralogica estremamente costante, costituita in ordine decrescente di abbondanza da plagioclasio, quarzo, biotite, orneblenda (questi ultimi due minerali in quantità all'incirca equivalenti), epidoto magmatico (allanite) e secondario (clinozoisite) e feldspato potassico, tale da conferire indice di colore attorno al 30%. Tra i minerali accessori si osservano quantità variabili di zirconio, apatite, minerali opachi, rutilo, titanite e rara tormalina.

Il plagioclasio è presente in cristalli idiomorfi ad abito tabulare, di colore bianco e buona lucentezza. All'esame microscopico i cristalli appaiono generalmente geminati e zonati. Il contenuto in anortite è variabile, 60-72% al nucleo del cristallo e 40-60% alla periferia (BIANCHI et al. 1970); al nucleo si osserva spesso lo sviluppo più o meno accentuato di saussurite. Nelle varietà foliate che affiorano in aree limitrofe alla Sezione "Laghi di Cornisello" si osserva un'incipiente ricristallizzazione del plagioclasio con maggior contenuto di albite.

Il quarzo forma plaghe allotriomorfe dalla caratteristica lucentezza vitrea, ma all'analisi microscopica a *nicol* incrociati mostra sovente estinzione ondulata e bande di deformazione. Nelle varietà foliate il quarzo è il minerale che più degli altri ha registrato processi di ricristallizzazione dinamica.

La biotite è caratterizzata dal tipico abito lamellare pseudoesagonale ed appare macroscopicamente di colore bruno-nero brillante; al microscopio ha un pleocroismo dal giallo al bruno-rossastro, include apatite e zirconio e mostra talora sviluppo di *kink band*; nelle varietà foliate si osserva sviluppo di clorite, epidoto, rutilo e titanite a spese della biotite.

* A cura di L. MONTRESOR e G. RIGATTI.

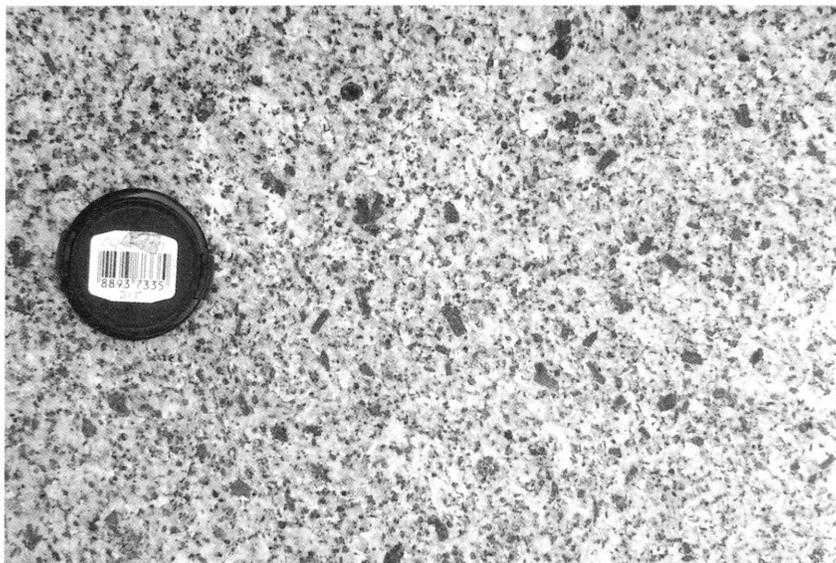


Fig. 9 - Tonalite “tipo Presanella centrale” (foto scattata nella zona dei Laghi di Cornisello).

L’anfibolo è presente in cristalli centimetrici con abito prismatico allungato di colore verde scuro e conferisce alla roccia un aspetto leggermente porfirico. Talora alcuni individui mostrano struttura pecilitica per la presenza di inclusi di plagioclasio, apatite e biotite. Non sono rari gli aggregati di anfibolo ad abito tozzo e di colore verde opaco cresciuti pseudomorficamente su originaria orneblenda magmatica (BIANCHI et al. 1970). Nelle varietà foliate piccoli granuli di anfibolo verde-azzurro imputabili a processi di ricristallizzazione dinamica sono sviluppati attorno ai cristalli di orneblenda magmatica.

L’epidoto può raggiungere talora percentuali da minerale fondamentale. Si osservano sia la varietà allanite, bruno-rossastra ad aspetto terroso, talora in cristalli ben sviluppati, che la varietà clinzoisite, la cui abbondanza è direttamente proporzionale all’intensità della deformazione e la cui genesi è legata alla trasformazione di plagioclasio, orneblenda e biotite.

Il feldspato potassico è presente in percentuali decisamente ridotte (5% al massimo) in plaghe allotriomorfe. Si tratta di ortoclasio che all’esame microscopico, appare sempre fresco. Nelle varietà foliate il feldspato potassico è comunemente sostituito da microclino.

Le tonaliti "tipo Presanella centrale" non mostrano generalmente strutture di flusso magmatico; in alcune aree nel settore nord-orientale della Sezione "Laghi di Cornisello" si nota una debole foliazione di origine tettonica caratterizzata dall'isorientazione planare dei minerali femici. Tuttavia, in altri settori del massiccio, la foliazione è penetrativa tanto da conferire alla tonalite un aspetto gneissico.

Le tonaliti "tipo Presanella centrale" sono caratterizzate ovunque dalla presenza di nuclei di concentrazione femica (Fig. 10); se ne possono osservare, in particolare, nell'estremo settore nord-occidentale della sezione, in sinistra orografica del torrente che scende da Passo Stavel, e sulle rocce montonate immediatamente a nord del Rifugio Laghi di Cornisello. I nuclei hanno dimensioni decimetriche e forma da subsferica a leggermente appiattita (come ad esempio nella zona di Malga Pozze, a E dei Laghi di Cornisello).

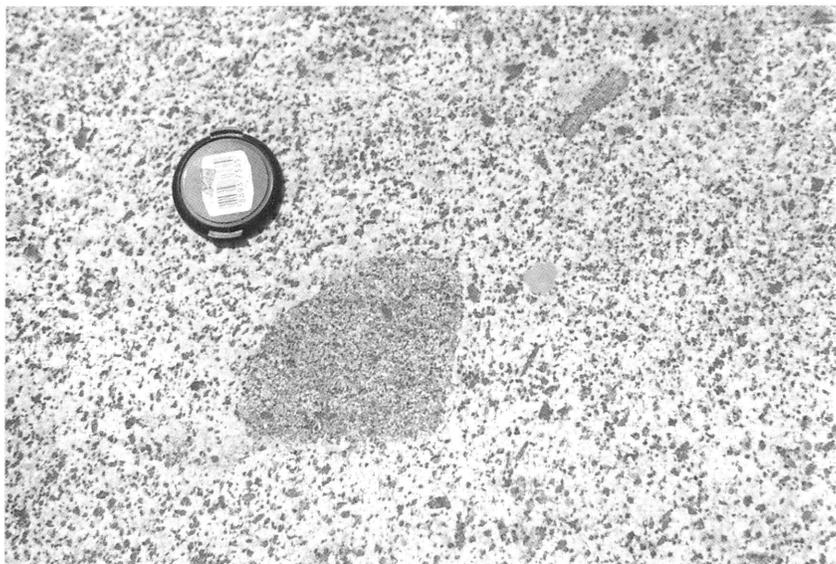


Fig. 10 - Tonalite "tipo Presanella centrale" caratterizzata dalla presenza di inclusi subtrondeggianti.

Hanno in genere composizione dioritica e sono costituiti in ordine decrescente di abbondanza da anfibolo, biotite, plagioclasio, quarzo, epidoto. La grana è in genere più fine di quella della tonalite incassante, anche se nella matrice minuta si osservano spesso cristalli di anfibolo millimetrico-centimetrici che conferiscono ad alcuni di questi nuclei una struttura porfirica. In corrispondenza dei bordi,

generalmente netti, vi sono talora due fasce concentriche; quella più interna caratterizzata da una concentrazione di minerali femici, quella più esterna dalla presenza di minerali sialici. In qualche caso i nuclei presentano contorni angolosi che conferiscono alla roccia il tipico aspetto di una breccia magmatica (ad esempio a ENE del Lago di Scarpacò sul sentiero che porta al passo omonimo). Nelle varietà tonalitiche foliate i nuclei femici sono appiattiti sui piani di foliazione, assumendo una caratteristica forma “a pizza”. Oltre agli inclusi enallogeni, nelle tonaliti “tipo Presanella centrale” sono stati rilevati anche rari inclusi di basamento cristallino strappati dalle rocce incassanti.

Un'altra caratteristica della tonalite della Presanella centrale è la presenza di *Schlieren* (vedi rocce montonate che affiorano immediatamente a nord del Rifugio Laghi di Cornisello). Si tratta di porzioni di roccia in cui si osserva un arricchimento relativo di minerali acidi o basici (*Schlieren* acidi o *Schlieren* basici; DIDIER 1973), che mostrano contatti sfumati con la roccia incassante, dimensioni generalmente plurimetriche e forme estremamente variabili, allungate e “a festone”. Si tratta presumibilmente di masse di composizione mineralogica diversa da quella della roccia ospite, successivamente smembrate, diluite e parzialmente riassorbite dal fuso magmatico (DIDIER, 1973).

Nella Sezione “Laghi di Cornisello” vi sono infine alcune aree, con estensione dell'ordine delle decine di metri, in cui la roccia ha carattere decisamente più leucocratico rispetto alla tonalite normale. Sono costituite da leucotonaliti ad anfibolo scarso o assente e da più rare trondhjemitite, e mostrano limiti generalmente graduali con la tonalite incassante. Le aree più significative sono state rappresentate in carta (Lago Nero; 300m a NW di Malga Vallina d'Amola).

3.2.2. - Leucotonaliti “tipo alta Val Nambrone”

All'esame macroscopico le leucotonaliti “tipo alta Val Nambrone” si distinguono dalle rocce sopra descritte per la minore percentuale di anfibolo presente e per le sue dimensioni più ridotte. Questa caratteristica conferisce al litotipo un aspetto più leucocratico e un indice di colore intorno a 15-20%. I minerali fondamentali in ordine di abbondanza decrescente sono plagioclasio, quarzo, biotite ed anfibolo. Il feldspato potassico è scarso e rilevabile solo all'esame microscopico.

Le leucotonaliti affiorano nel settore orientale della sezione e sono ben esposte lungo gli scassi della strada che porta ai Laghi di Cornisello. La leucotonalite “tipo alta Val Nambrone” s.s. affiora nella valle omonima, qualche centinaio di metri

a E della sezione Laghi di Cornisello. Nell'area di questa sezione affiora una facies di transizione (tra "leuconaliti dell'Alta Val Nambrone" e "tonaliti tipo Presanella centrale") caratterizzata da sensibile riduzione dell'anfibolo, l'incremento della biotite e la riduzione in percentuale dei nuclei di concentrazione femica. Il limite tra la tonalite tipo Presanella centrale e la leucotonalite tipo alta Val Nambrone, rappresentato sulla carta geologica allegata come limite graduale, non è sempre facilmente determinabile.

3.2.3. - *Filoni leucocratici*

Le masse intrusive sono spesso tagliate da vene e filoni leucocratici caratterizzati in generale da una limitata estensione longitudinale e da spessori solo raramente superiori al metro. Dal punto di vista mineralogico i filoni sono costituiti da quarzo, plagioclasio, feldspato potassico (5-8%), biotite, scarsa mica bianca e raro anfibolo; minerali accessori comuni sono apatite e zirconio. In base all'analisi modale, alcuni filoni cadono nel campo compositivo delle trondhjemititi.

L'esame microscopico ha evidenziato la presenza di plagioclasio in cristalli eudrali ad abito prismatico, generalmente geminati, talora saussuritizzati in corrispondenza dei nuclei più calcici. Il quarzo è presente in plaghe allotriomorfe ed è il primo minerale a registrare, nelle varietà foliate, l'incremento della deformazione; il feldspato potassico è presente in plaghe da sub-eudrali ad allotriomorfe; la biotite si presenta in lamelle con pleocroismo dal giallo al rosso-bruno che non superano mai il 5%.

I filoni hanno generalmente grana fine e, nel caso in cui la roccia incassante sia foliata, presentano anch'essi lo stesso tipo di deformazione a riprova dell'origine tettonica di quest'ultima. I filoni trondhjemitici sono relativamente frequenti a W del Rifugio Segantini e a N del Bivacco Canali (settore settentrionale della Sezione). I filoni pegmatitici, meno frequenti, hanno analoga composizione mineralogica e grana più grossa, con cristalli centimetrici di plagioclasio (ad esempio 100 m a SE sul sentiero che porta al Rifugio Segantini). Nella maggior parte dei casi i filoni hanno potenza decimetrica.

3.2.4. - *Filoni, masse e nuclei di concentrazione femica a composizione basica e intermedia*

Sono di gran lunga inferiori come numero ai filoni leucocratici. La loro

composizione mineralogica è analoga a quella dei nuclei di concentrazione femica, data in ordine di abbondanza decrescente, da anfibolo, plagioclasio, biotite, epidoto e quarzo. Nell'area solo due masse hanno dimensioni cartografabili, ve ne sono tuttavia altre, distribuite praticamente in tutta l'area, di dimensioni molto più ridotte. Alcune di queste piccole masse sono costituite quasi essenzialmente da anfibolo centimetrico immerso in una massa di fondo plagioclasico-biotitico-anfibolica che conferisce alla roccia un aspetto porfirico.

Le caratteristiche dei singoli minerali sono quelle già descritte per le tonaliti *latu sensu*, cambiano invece le percentuali relative; si osserva inoltre un drastico incremento di anfibolo e biotite a scapito soprattutto del quarzo.

3.3. - TETTONICA

Successivamente alla messa in posto, in una fase in cui il complesso magmatico della Presanella era ancora relativamente caldo e ricco in fluidi, si è verificato un evento deformativo duttile che ha generato una marcata foliazione tettonica ben osservabile lungo le fasce potenti alcuni chilometri che bordano il plutone ai suoi margini settentrionale, orientale e meridionale. Il settore centrale del plutone, cui appartiene l'area della sezione "Laghi di Cornisello", non ha invece registrato, se non limitatamente, questo evento deformativo. La sezione è quasi completamente compresa nell'area non deformata con l'eccezione del suo settore nord-orientale, dove, in modo discontinuo è possibile osservare tale foliazione.

Nelle zone dove la foliazione è ben sviluppata, essa taglia i limiti tra le varie litologie che compongono il complesso della Presanella, ed è pervasiva anche all'interno dei filoni e dei nuclei di concentrazione femica (MONTRESOR & RIGATTI, 1995). Al microscopio, le rocce foliate mostrano diffusi fenomeni di deformazione allo stato solido che si manifestano con processi di ricristallizzazione dinamica del quarzo con sviluppo di bande di deformazione, neoformazione di granuli e *grain boundary migration*. (queste microstrutture si osservano in successione mano a mano che aumenta la deformazione). Analoghi fenomeni compaiono, in minor misura, anche nel plagioclasio.

A conferma dell'origine tettonica della foliazione non si sono notate né macroscopicamente né microscopicamente orientazioni di flusso di plagioclasio e di anfiboli, elemento questo che avrebbe fatto propendere per un'origine magmatica primaria della foliazione (PATERSON *et alii*, 1989).

Alla scala del plutone l'andamento della foliazione tettonica è piuttosto

costante (Figg. 1 e 12, diagr. 6), così come costante è la sua pervasività. Ha un'immersione intorno a N320° con inclinazione che varia dai 50° ai 70° nel settore orientale del plutone; nel settore settentrionale e meridionale l'immersione è intorno a N340°-N350° con inclinazioni di 70°-85°. Nel settore della Sezione "Laghi di Cornisello", la debole foliazione presente immerge intorno a N300° con inclinazioni di 70° circa. Il complesso magmatico della Presanella è interessato da numerose fasce cataclastico-milonitiche (Fig. 13) e da intensa fratturazione. I sistemi di frattura sono osservabili ovunque, formano infatti fasce potenti decine di metri caratterizzate da continuità alla scala ettometrica. Coinvolgono sia le tonaliti a struttura massiccia, le varietà foliate che i corpi magmatici limitrofi con età radiometriche differenti. Queste fasce di potenza centimetrico- decimetrica sono caratterizzate da un'estrema riduzione della grana della roccia originaria e dallo sviluppo di clorite ed epidoto che conferiscono alla roccia una caratteristica colorazione verde. La riduzione della grana è talvolta così spinta da impedire la risoluzione anche al microscopio, dei vari componenti mineralogici. Come si può notare nelle Figg. 12 e 13 esiste una netta corrispondenza tra le orientazioni dei sistemi di frattura e quelle delle fasce cataclastico-milonitiche. I dati geologici, radiometrici e mineralogici escludono che i sistemi di frattura siano legati a fenomeni di contrazione dovuti al raffreddamento del plutone e ne confermano invece l'origine tettonica. In Fig. 12 sono riportati i diagrammi relativi all'orientazione dei sistemi di frattura rilevati nell'area in esame.

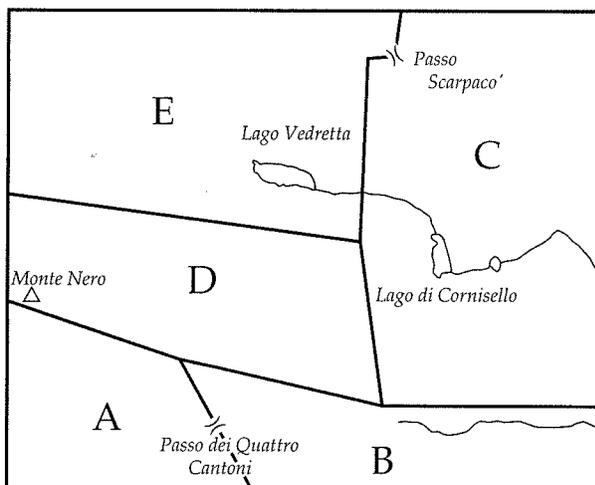


Fig. 11 - Posizione delle sub-aree (A, B, C, D ed E) in cui è stata suddivisa l'intera zona a cui sono riferiti i diagrammi delle Figg. 12 e 13.

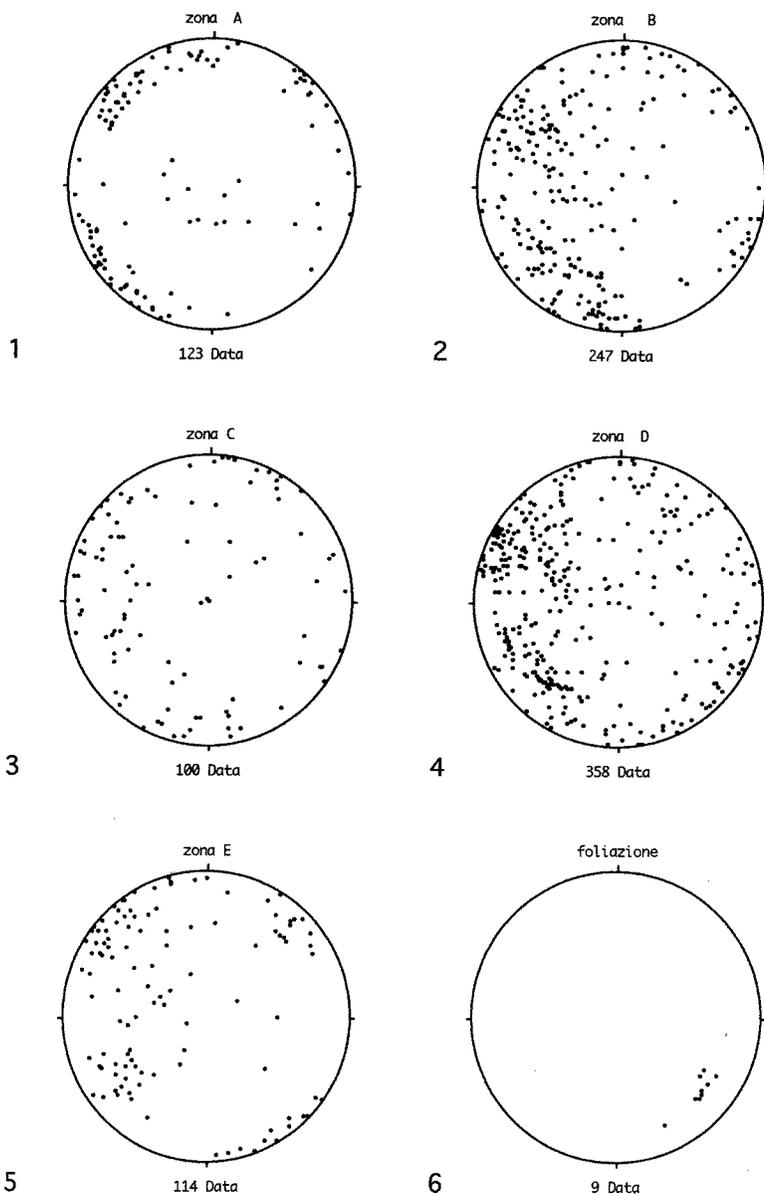


Fig. 12 - Diagrammi dei poli dei piani di frattura (1-5); l'ultimo diagramma (6) è relativo ai poli dei piani di foliazione e si riferisce al settore nord-orientale della sub-zona C (diagramma equiareale di Schmid, emisfero inferiore; a cura di V. Cadrobbi e M. Leso).

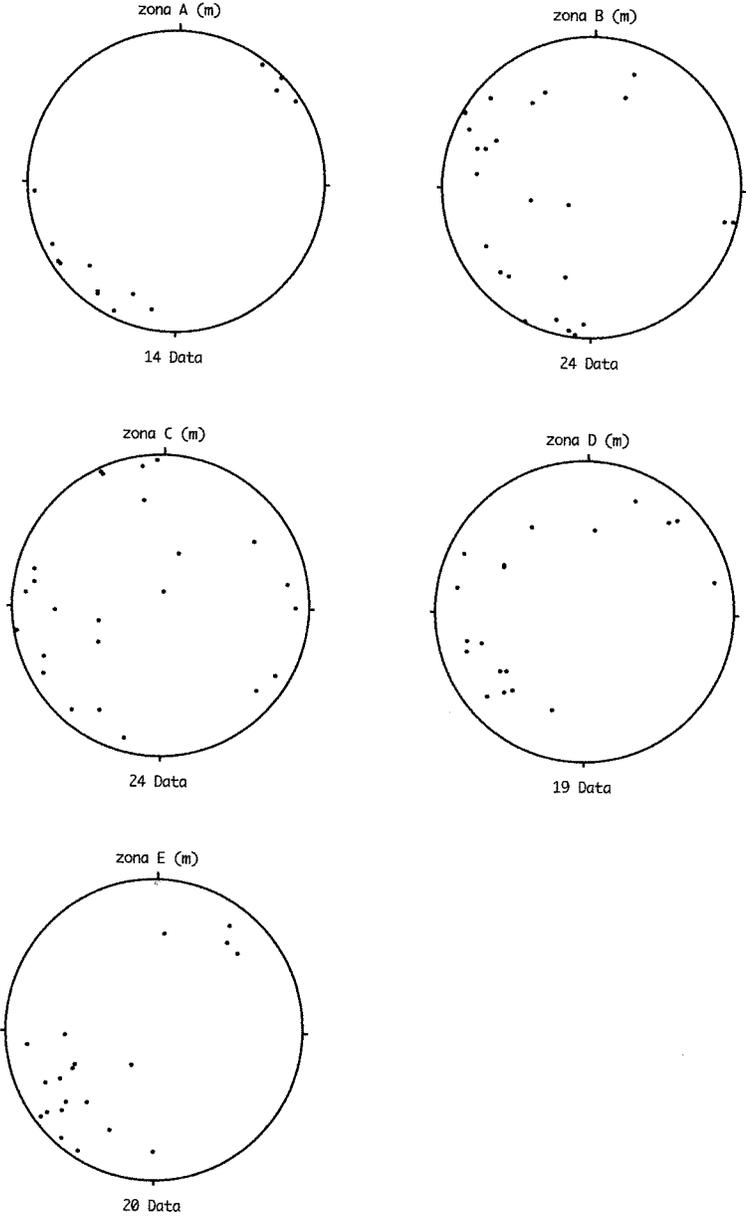


Fig. 13 - Diagrammi relativi ai poli dei piani di movimento caratterizzati da cataclasi (diagramma equiareale di Schmidt, emisfero inferiore; a cura di V. Cadrobbi e M. Leso).

BIBLIOGRAFIA

- ANDREATA C., BIANCHI A., DI COLBERTALDO D., DAL PIAZ G.B., FENOGLIO M., MALARODA R., RIEDEL A., SCHIAVINATO G., TRENER G.B. & TREVISAN L. (1953) - *Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio 20, M. Adamello. Scala 1:100.000*. Uff. Idr. Mag. Acque di Venezia. Firenze.
- BARONI C. & CARTON A. (1991 a) - *Vedretta di Pisgana (Gruppo dell'Adamello). Geomorfologia e variazioni oloceniche della fronte*. Natura bresciana, ann. Museo Civ. Sc. Nat. Brescia, **26**, 1989.
- BARONI C. & CARTON A. (1991 b) - *Variazioni oloceniche della Vedretta della Lobbia (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali)*. Geogr. Fis. Din. Quat., **13** (1990), 105-119.
- BARONI C. & CARTON A. (1992) - *Variazioni glaciali oloceniche nel Gruppo del Monte Adamello (Alpi Centrali)*. Mem. Soc. Geol. It., **45** (1990), 877-882.
- BARONI C. & CARTON A. (1996) - *Geomorfologia dell'alta Val di Genova (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali)*. Geogr. Fis. Din. Quat., **19** (1), 3-17
- BARONI C. & OROMBELLI G. (1996) - *The alpine "Iceman" and Holocene climatic change*. Quaternary Research, **46**, 78-83.
- BELLONI S., CARTON A., DRAMIS F. & SMIRAGLIA C. (1994) - *Distribution of rock-glaciers as discontinuous permafrost indicator in the alpine belt in Italy*. Atti VI International Conference on Permafrost. Beijing, China, July 5-9, 1993.
- BIANCHI, A. & DAL PIAZ, G.B. (1950) - *Il problema dell'età del Corno Alto nel massiccio dell'Adamello*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **16**, 1-22.
- BIANCHI, A., CALLEGARI E. & P.G. JOBSTRAIBIZER (1970) - *I tipi petrografici fondamentali del Plutone dell'Adamello. Tonaliti, quarzodioriti, granodioriti e loro varietà leucocrate*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **27**, 1-148.
- BLUNDY J.D. & SPARKS R.S.J. (1992) - *Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy*. J. Petrol., **33**, 1039-1104.
- BORIANI A. & GIOBBI ORIGONI E. (1982) - *Heat transfer in the thermo-metamorphic aureole of the northeastern sector of Mt. Adamello (Trento - Italy)*. Rend. Soc. Geol. It. Min. e Petr., **38**, 1351-1360.
- BRACK P. (1985) - *Multiple intrusions: Example from the Adamello batholith (Italy) and their significance on the mechanism of intrusion*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 145-158.
- CALLEGARI E. (1985) - *Geological and petrological aspects of the magmatic activity at Adamello*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 83-10.
- CALLEGARI E. & DAL PIAZ G.B. (1973) - *Field relationships between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif (Northern Italy)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **29**, 1-39.
- CASTELLARIN A., PICCIONI S., PROSSER G., SANGUINETTI E., SARTORI R. & SELLI L. (1993) - *Mesozoic continental rifting and Neogene inversion along the South Giudicarie Line (Northeastern Brenta Dolomites)*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 125-144.
- CASTIGLIONI G.B. (1961) - *I depositi morenici del Gruppo Adamello - Presanella con particolare riguardo agli stadi postwurmiani*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **23**, 131 pp.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, CNR (1962) - *Catasto dei ghiacciai Italiani vol IV Ghiacciai delle Tre Venezie escluso Ortes Cevedale*. Torino
- DAL PIAZ G.V. & VENTURELLI G. (1985) - *Brevi riflessioni sul magmatismo post-ofiolitico nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale delle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 5-19.
- DAL PIAZ, G.B. (1953) - *Carta geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000. Foglio Adamello (F.20)*. Ufficio Idrogr. Magistrato alle Acque, Venezia.
- DE CAPITANI L., DELITALIA M.C., LIBORIO G., MOTTANA A., RODEGHIERO F. & THONI M. (1994) - *The granitoid rocks of Val Navazze, Val Torgola and Val di Rango (Val Trompia, Lombardy, Italy)*. Mem. Sci. Geol., **46**, 329-343.

- DEL MORO A., PARDINI G.C., QUERCIOLO C., VILLA I.M. & CALLEGARI E. (1985) - *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 285-299.
- DIDIER J. (1973) - *Granites and their enclaves*. Amsterdam, Elsevier, 393 pp.
- EXNER C. (1976) - *Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes*. Verh. Geol. B.-A., 3-64.
- FENOGLIO M. (1939) - *Studi geologico petrografici sulla Val Nambrone (Massiccio dell'Adamello)*. Mem. Ist. Geol. Univ. di Padova, **13**, 95 pp.
- FREY M., HUNZIKER J.C. FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JAEGER E. & NIGGLI E. (1974) - *Alpine metamorphism of the Alps; a review*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54/2-3
- GIOBBI ORIGONI E. & GREGNANIN A. (1985) - *The crystalline basement of the "Massiccio delle tre valli Bresciane": new petrographic and chemical data*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983), 133-144.
- GRUPPO DI LAVORO PER LA CARTOGRAFIA GEOMORFOLOGICA - *Servizio Geologico Nazionale e Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia - (1994) - Carta Geomorfologica d'Italia - 1:50.000, Guida al rilevamento*. Quaderni Serv. Geol. Naz., ser. 3, 4, 47 pp.
- KAGAMI H., ULMER P., HANSMANN W., DIETRICH V., STEIGER R.H. (1991) - *Nd-Sr isotopic and geochemical characteristics of the Southern Adamello (Northern Italy) intrusives: implications for crustal versus mantle origin*. J. Geoph. Res., 96 (B9), 14,331-14,346.
- LAENG W. (1913) - *Il Gruppo della Presanella (Alpi Trentine)*. Studio Topografico Alpinistico. Boll. CAI 1912-13, 120 pp.
- LESO M. (1995) - *Rilevamento della Val d'Amola e della Valle di Nardis, Plutone della Presanella Centrale (Trentino Occ.)* Sottotese di rilevamento geologico Dip. Geol. Univ. Padova.
- MACERA P., FERRARA G., PESCIA A. & CALLEGARI E. (1985) - *A geochemical study on the acid and basic rocks of the Adamello batholith*. Mem. Soc. Geol. It. (1983), **26**, 223-260.
- MACERA P., DEL MORO A., MARTIN S., TORNIELLI V. & ZATTIN M. (1996) - *Geochemical and isotopic (Sr, Nd) features of the Corno Alto pluton (Adamello batholith, Southern Alps). its genesis*. Plinius **14**, 190-192.
- MALARODA R. (1948) - *Morfologia e terreni quaternari nella zona ad oriente del Passo del Tonale con particolare trattazione del morenico stadiale*. Mem. Mus. Civ. St. Nat. Verona, **1**, 311-328.
- MARCHETTI V. (1953-1977) - *Relazioni delle campagne glaciologiche: Gruppo Adamello - Presanella (versante trentino)*. Anni 1952-1976. Boll. Com. Glac. It., ser. II, **4** (1953); **5** (1954); **6** (1955); **7** (1956); **8** (1957); **8** (1) (1959); **9** (1) (1960); **10** (1) (1961); **11** (1) (1962); **12** (1) (1962); **13** (1) (1963); **14** (1) (1964); **15** (1) (1965); **17** (1969); **18** (1970); **19** (1971); **20** (1972); **22** (1974); **25** (1977).
- MARCHETTI V. (1978-1992) - *Relazioni delle campagne glaciologiche: Gruppo Adamello - Presanella (versante trentino)*. Anni 1977-1990. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1** (1) (1978); **2** (2) (1979); **3** (2) (1980); **4** (2) (1981); **5** (2) (1982); **7** (2) (1985); **9** (1) (1987); **9** (2) (1987); **10** (2) (1988); **11** (2) (1989); **12** (2) (1990); **13** (2) (1991); **14** (2) (1992).
- MARSON L. (1906) - *Sui ghiacciai dell'Adamello - Presanella (alto bacino del Sarca - Mincio)*. Boll. Soc. Geogr. It., ser. IV, **7**, 546-568.
- MARSON L. (1912) - *Sui ghiacciai dell'Adamello-Presanella (alto bacino del Sarca-Mincio)*. Boll. Soc. Geogr. It., ser. V, **1**, **2**, 166-171.
- MARTIN S., ZATTIN M., DEL MORO A. & MACERA P. - *Chronologic constraints for the evolution of the Giudicarie belt (Central Eastern Alps, NE Italy)*. Annales tectonicae, 10,60-79.
- MERCIAI G. (1923) - *Osservazioni sui principali ghiacciai della Presanella*. Boll. Com. Glac. It., ser. I, **6**, 41-49.
- MERCIAI G. (1928-1939) - *Relazioni delle campagne glaciologiche: Gruppi Adamello-Presanella. Anni 1924-1938*. Boll. Com. Glac. It., ser. I, **7** (1927); **8** (1928); **9** (1929); **10** (1930); **11** (1931); **12** (1932); **13** (1933); **14** (1934); **15** (1935); **16** (1936); **17** (1937); **18** (1938); **19** (1939).

- MONTRESOR L. & RIGATTI G. (1995) - *Le tonaliti foliate nel settore Nord-Orientale del plutone della Presanella, nota preliminare*. Atti Tic. Sci. Terra **3**, 41-44.
- MORANDINI G. (1941-1950) - *Relazioni delle campagne glaciologiche : Gruppi Adamello-Presanella*. Anni 1940-51. Boll. Com. Glac. It., ser. I, **21** (1941); **22** (1942); **23** (1943); serie II **1** (1950).
- MORANDINI G. (1954) - *Dieci anni di osservazioni glaciologiche nel gruppo della Presanella*. Boll. Com. Glac. It. serie II, **5**, 25-33.
- MONTERIN U. (1927) - *Le variazioni periodiche dei ghiacciai italiani nel 1925: Gruppi dell'Adamello e della Presanella*. Boll. Com. Glac. It., ser. I, **7**, 8-24.
- PANIZZA M., BARONI C., BOLLETTINARI G., CARTON A., NARDIN M. (1996) - *Il contributo della Geomorfologia nel rilevamento del Quaternario: l'esempio CARG nel Trentino*. Atti Convegno Nazionale "Il ruolo della Geomorfologia nella Geologia del Quaternario". Napoli 27-29 Febbraio 1996. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences. **9** (1), 239-248.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3, Tauchnitz, Leipzig.
- PATERSON S.R., VERNON R.H. & TOBISCH O.T. (1989) - *A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids*. J. Str. Geol., **11**, 349-363.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLARIN A. (1995) - *Structures and Kinematics of the Giudicarie-Val Trompia Fold and Thrust Belt (Central Southern Alps, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., **47**, 95-109.
- PORTER S.C. & DENTON G.H. (1967) - *Chronology of Neoglaciation in the North American Cordillera*. Am. J. Sci., **265**, 177-210.
- RATSCHBACHER L., MERLE O., DAVY P. & COBBOLD P. (1991) - *Lateral extrusion in the Eastern Alps, part I: boundary conditions and experiments scaled for gravity*. Tectonics, **10**, 245-256.
- SALOMON, W. (1886) - *Geologisch-petrographische Studien im Adamellogebiet*. Sitzungsberg. K. preuss. Akad. Wiss. Berlin, **40**, 1033-1048.
- SALOMON W. (1908-1910) - *Die Adamellogruppe, T. I Abhandl. Geol. Reichsanst. Bd. XXI, 1*, p. 1-433; T. II, ibidem Bd. 21, 2, 435-603.
- SALOMON W. (1908-1910) - *Die Adamellogruppe, Ein alpinen Zentralmassiv, und Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen*. Abhdl. k.k. geol. R. Anst., **21**, 1, 1-433; **22**, 435-603.
- SALOMON W. (1989) - *Il Gruppo dell'Adamello. Un massiccio centrale e la sua importanza per la formazione della montagna e la nostra conoscenza del meccanismo delle intrusioni*. Traduzione dal tedesco di Silvano Romano Tarsia. Quaderni Camuni, 535 pp.
- SCHÖNBORN G. (1992) - *Alpine tectonics and kinematic models of the central Southern Alps*. Mem. Sci. Geol., **44**, 229-393.
- SEGRE A.G. (1948) - *La Val Stavel ed il Ghiacciaio della Presanella*. Boll. Com. Glac. It., ser. II, **25**, 47-73.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Guida al Rilevamento*. Quaderni serie III, **1**, 203 pp.
- TROMMSDORFF V. & NIEVERGELT P. (1983) - *The Bregaglia (Bergell)-Iorio intrusive and its field relations*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 55-68.
- ULMER P., CALLEGARI E., SONDEREGGER U.C. (1985) - *Genesis of the mafic and ultramafic rocks and their general relations to the tonalitic-trondhjemitic granitoids of the southern part of the Adamello batholith*. Mem. Soc. Geol. It., **26**, 171-222.
- VANNI M. (1948) - *Le variazioni frontali dei ghiacciai italiani negli ultimi 25 anni e l'opera del Comitato Glaciologico Italiano*. Boll. Com. Glac. It., ser. II, **25**, 75-85.
- WORLD GLACIER MONITORING SERVICE (1989) - *World Glacier inventory. Status 1988*. IAHS-UNEP-UNESCO, Teufen.
- ZATTIN M., BAZZOLO F., GIORIO C.L., MARTIN S. & TORNIELLI V. (1995) - *Intrusioni multiple nell'area del Corno Alto, Massiccio dell'Adamello*. Atti Tic. Sci. Terra, **3**, 45-56.

