

valanghe sul GRAN

Analisi delle condizioni meteorologiche e implicazioni dell'assetto geomorfologico con particolare riferimento all'attività valanghiva dell'inverno 2002-2003



Giancarlo De Sisti

Via A. Bonci, 24 - 00168 Roma

Stefano Monopoli

Via del Forno, 20
67010 Coppito (AQ)

Massimo Pecci

ISPESL Dipartimento Insempiamenti Produttivi
e Interazione con l'Ambiente
Via Urbana 167 - 00184 Roma
Professore a contratto, insegnamento di
Glaciologia Università degli Studi "Roma Tre"
P.za S. L. Murialdo, 1 - 00100 Roma
maxpecci@tin.it

L'inverno 2002-2003 ha portato con sé numerose precipitazioni nevose sui rilievi dell'Abruzzo, che, a partire dalla seconda metà del mese di gennaio 2003, hanno avuto anche carattere di forte bufera. Gli ingenti accumuli, eccezionali se confrontati con quelli degli ultimi inverni, hanno creato delle condizioni di marcata instabilità del manto nevoso, sia durante la precipitazione, sia nei giorni immediatamente successivi sui versanti meridionali, sia nella stagione primaverile, soprattutto per quanto riguarda i versanti settentrionali. Nel lavoro viene presentato ed inquadrato l'andamento nivo-meteorologico nell'inverno 2002/2003 nell'area del Gran Sasso d'Italia ai fini della discussione delle problematiche relative ai fenomeni valanghivi, in particolare di fondo, che hanno interessato i comprensori di Campo Imperatore e della Val Maone/Prati di Tivo. Viene inoltre discusso il ruolo svolto dall'assetto geomorfologico e della copertura vegetale dei versanti nella localizzazione e stagionalità/ripetività degli eventi.

SASSO d'Italia



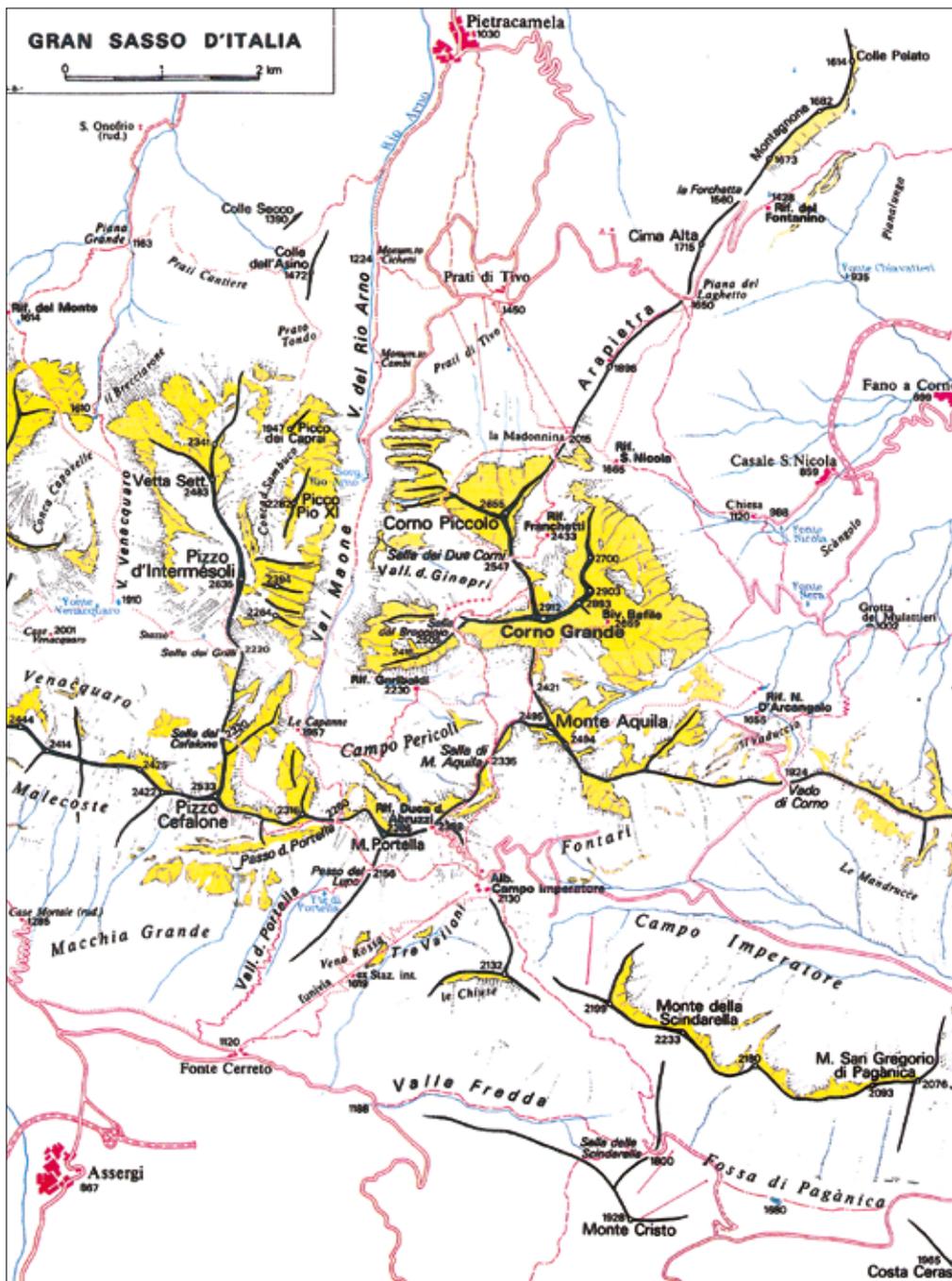


Fig. 1



crionivali, con il supporto anche del Corpo Forestale dello Stato, dell'Ente Parco Nazionale del Gran Sasso e Monti della Laga e del personale dei comprensori sciistici locali, finalizzando le attività principalmente agli aspetti conoscitivi, didattici e formativi. In questo ambito si è cercato, nel presente lavoro, di fare il punto sul particolare andamento nivo-meteorologico dello scorso inverno 2002-2003, mettendo in relazione la distribuzione delle precipitazioni e degli eventi con l'evoluzione del quadro termobarico e con le caratteristiche geomorfologiche dei versanti. Le informazioni e i dati sono stati raccolti dalle varie fonti disponibili, sempre menzionate, quando non direttamente rilevati dagli autori.

ELEMENTI GEOGRAFICI, GEOLOGICI E GEOMORFOLOGICI

Il Gran Sasso d'Italia è costituito da due catene parallele, estese fino a 35 Km, con allineamento circa Est-Ovest, separate da depressioni di origine tettonica (Fig 1).

Tutti i lineamenti morfologici generali dell'area hanno direzioni concordanti con le strutture tettoniche (D'Alessandro et al., 2003). L'edificio strutturale del Gran Sasso è caratterizzato da diversi sovrascorrimenti, con vergenza da N a ENE, che emergono alla base e lungo le pareti nord della catena settentrionale. Faglie dirette sono ubicate alle spalle dei sovrascorrimenti e ribassano i blocchi tettonici meridionali, creando le depressioni (Campo Imperatore e Campo Pericoli) che dividono le due catene. Faglie trasversali rispetto all'allineamento degli elementi tettonici principali articolano le depressioni. Su questo edificio strutturale ha lasciato una forte impronta il glacialismo pleisto-

INTRODUZIONE

L'intera area del Gran Sasso d'Italia è oggetto di approfondite ricerche ed attività da parte di Enti di ricerca ed Università, grazie alla significatività della sua posizione al centro del bacino del Mediterraneo ed alla sua valenza territoriale ed ambientale. E' in questo quadro che l'ISPESL, in collaborazione con le Università degli Studi di Chieti "G. D'Annunzio" già da alcuni anni e, più recentemente, di "Roma Tre", sta approfondendo le tematiche relative ai processi periglaciali e

cenico. Circhi, valli ad "U" archi morenici e depositi glaciali sono di dimensioni inusuali per l'ambiente appenninico, testimoniando la grandezza dei ghiacciai, che, durante il Riss e l'Ultimo Massimo Glaciale, avevano lunghezze fino a circa 12 Km (Campo Imperatore). Attualmente i processi di modellamento glaciali e crio-nivali interessano le alte quote. Sotto le pareti del Corno Grande sopravvive ancora il ghiacciaio del Calderone, il più meridionale d'Europa, anche se frammentato, a partire dal 2000, in due placche separate (D'Alessandro et al., 2003). Il carsismo presenta forme evidenti a quote più basse (polie ubicati a Campo Imperatore), mentre a quote maggiori sono presenti piccole doline, karren e microforme sulle pareti di roccia compatta. Fenomeni gravitativi profondi (DGPV) evidenziano morfologie superficiali caratteristiche, come sdoppiamenti di cresta, lungo la sommità di Monte Portella e fenomeni di lateral-spread lungo la cresta dell'Arapietra. Falde e coni di detrito bordano le pareti, mentre frane di crollo sono ubicate soprattutto all'interno dei circhi glaciali. Una grossa frana di scorrimento rotazionale interessa gran parte dei Prati di Tivo. Grosse conoidi sono evidenti a Campo Imperatore, mentre alcuni fenomeni di debris-flow sono presenti soprattutto nei versanti nord della catena settentrionale.

A causa dell'elevata energia del rilievo e delle condizioni climatiche, caratteristiche comuni dell'ambiente di alta montagna, la morfologia può considerarsi lontana da condizioni di equilibrio. Un recente lavoro di D'Alessandro et al. (2003) ha preso in esame la geomorfologia dell'area sommitale del Gran Sasso d'Italia, producendone la relativa

cartografia tematica: ad essa si rimanda per ogni ulteriore approfondimento.

CARATTERISTICHE CLIMATICHE

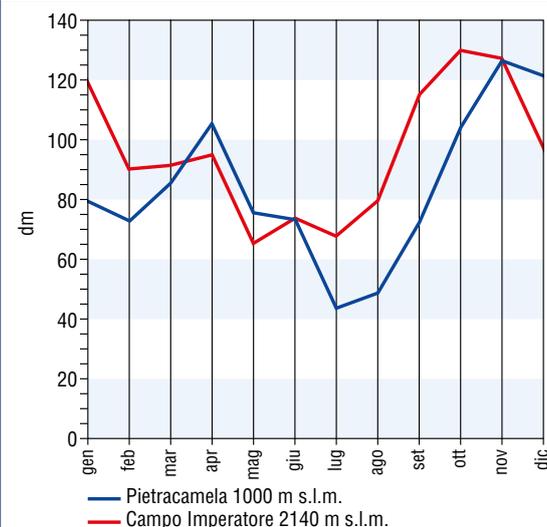
L'orientamento delle catene del Gran Sasso tende a determinare un accentuato contrasto tra le condizioni climatiche (fig. 2) del versante settentrionale e di quello meridionale. In particolare il versante settentrionale è influenzato dall'azione del mare Adriatico; quest'ultimo, infatti, mitiga le basse temperature dovute ai venti freddi provenienti da NE ed incrementa, d'altro canto, l'umidità atmosferica e quindi le precipitazioni.

L'andamento termometrico stagionale nei due versanti non presenta sostanziali differenze: il mese più freddo è ovunque generalmente gennaio, quelli più caldi luglio ed agosto, senza differenze sensibili tra questi ultimi due. Il versante meridionale è caratterizzato da temperature medie massime ed escursioni superiori a quelle del versante settentrionale, mentre le temperature minime sono simili.

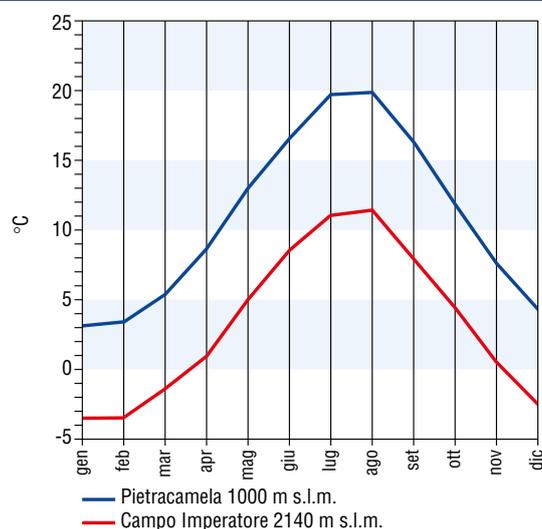
Il comportamento termico dei due versanti è evidenziato dal calcolo dei gradienti termici medi (Tonini, 1961). Per i mesi di gennaio e luglio, mesi tipici di minime e massime temperature, i valori sono compresi tra 0.73 °C/hm tra L'Aquila ed il Valico delle Capannelle, e 0.50 °C/hm tra Isola del Gran Sasso e Pietracamela, con una media di 0.61°C/hm. I valori stagionali sono compresi tra un minimo invernale medio di 0.55°C/hm ed un massimo estivo medio di 0.66°C/hm.

La determinazione dei gradienti è basata su dati di varie stazioni, non sempre ubicate in posizioni ideali, spesso in fondo a ristrette vallate o su alture dominanti ed

Precipitazioni medie mensili anni 1960-1993



Temperature medie mensili anni 1960-1993



Escursione medie mensili delle temperature minime e massime anni 1960-1993

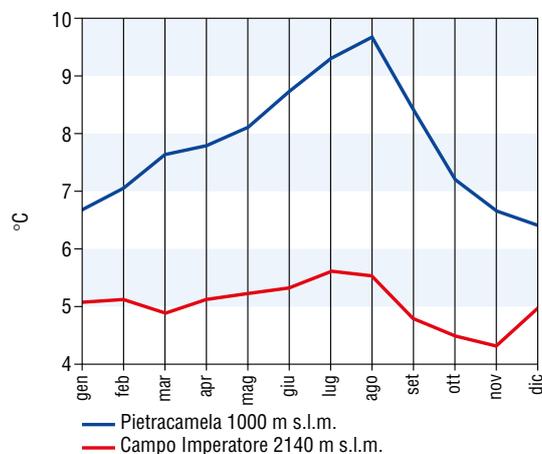


Fig. 2 - Serie climatiche di precipitazioni e temperature relative alle stazioni di Pietracamela (TE) e Campo Imperatore (AQ). Grafico realizzato su elaborazione dei dati del Servizio Idrografico, Compartimento di Pescara

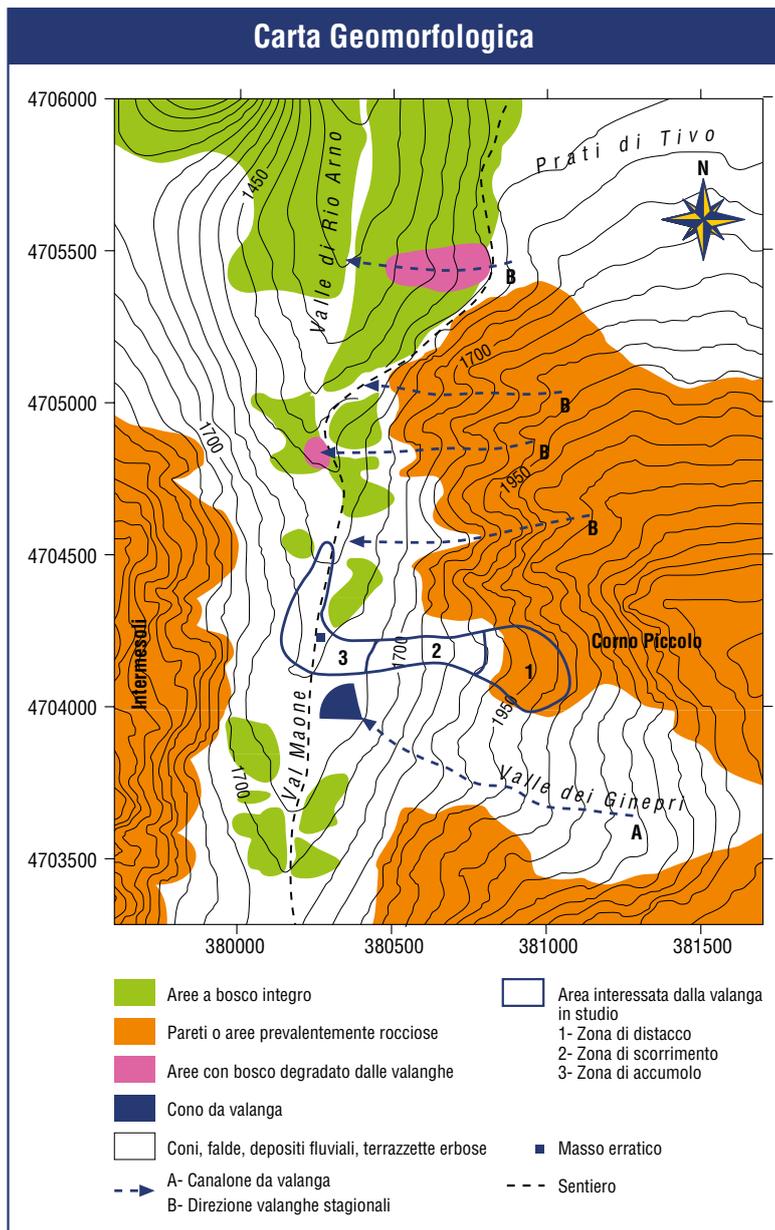


Fig. 3

isolate. Ne consegue che, mancando omogeneità di dati, non si è in grado di calcolare con precisione la quota dell'isoterma zero, localizzabile, nel periodo estivo, solo con forte approssimazione, sopra i 3000 m s.l.m., ad una quota, quindi, superiore a tutte le vette appenniniche. Il vento soffia nelle alte quote in media 230 giorni all'anno (300 in corrispondenza del Corno Grande), dei quali 53 con velocità superiori a 54 Km/h, alcune delle quali fino a 120 Km/h con punte oltre i 160 Km/h (Demangeot, 1965). Il vento dominante è quello di SO (60% dei giorni di vento).

Si tratta di un vento regolare che soffia tutto l'anno, ma in prevalenza nei mesi che vanno da aprile a novembre, con periodi di parecchi giorni, a volte di una intera settimana. Segue come importanza il vento da NE (14% dei giorni di vento), che soffia nei mesi invernali per un periodo medio di circa tre giorni. Tra i venti secondari va ricordato quello da nord, (17 giorni all'anno, pari al 7%), freddo e secco, che si verifica soprattutto in inverni scarsi di venti da NE e viceversa (Demangeot, 1965), fatto dovuto allo spostamento del comune centro di azione posto nell'Europa orientale.

Il regime pluviometrico dei due versanti non presenta sostanziali differenze: il massimo si verifica nel mese di novembre e talvolta in quello di dicembre, mentre il minimo si verifica nei mesi di luglio ed agosto. Un minimo secondario si verifica nei mesi di febbraio-marzo, talvolta in gennaio. Le rilevanti differenze dei valori tra il versante settentrionale e quello meridionale riguardano soprattutto i totali annui, di gran lunga maggiori (fino a valori doppi, a parità di quota) in quello settentrionale. I versanti meridionali ricevono umidità soprattutto dai venti di SO, presenti per gran parte dell'anno nell'area, dopo aver scaricato gran parte dell'umidità sulle catene dei Simbruini, della Marsica e del Velino-Sirente, mentre i versanti settentrionali ricevono direttamente i venti umidi di NE, prevalentemente nei mesi invernali e primaverili. I gradienti pluviometrici sono, nel complesso, più regolari nel versante meridionale rispetto a quello settentrionale, che è invece caratterizzato da una maggiore ed irregolare piovosità, anche se i dati non possono essere considerati omogenei per le ragioni prima esposte. Nella figura 2 sono presentate le caratteristiche climatiche salienti, rispettivamente nei grafici dell'escursione termica, della pluviometria e delle caratteristiche termometriche a Campo Imperatore e a Pietracamela su una serie storica pluri-trentennale. Il Gran Sasso risulta, quindi, il punto di incontro tra due regimi climatici, quello mediterraneo prevalente alle basse quote, e quello alpino prevalente alle quote alte. L'aumento della quota e la relativa diminuzione della temperatura, hanno caratterizzato, in generale e sino ad ora, inverni

più lunghi e riscaldamenti primaverili ritardati a causa della persistenza del manto nevoso. Il vento, con la sua notevole azione, contribuisce alla trasformazione del clima, con effetti diretti ed indiretti sui versanti che investe, favorendo l'evaporazione, con conseguente essiccamento e raffreddamento. Il raffreddamento a sua volta provoca un aumento del gradiente termico ed è in grado di abbassare l'altitudine dell'isoterma zero, aumentare la superficie innevata, allungare l'inverno e raccorciare l'estate, ed in definitiva, svolgere un'azione contrastante con gli effetti della relativa bassa latitudine.

CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE, TOPOGRAFICHE E VEGETAZIONALI IN RELAZIONE ALLA STABILITÀ DEL MANTO NEVOSO

Le conche e le valli di alta quota del Gran Sasso (Fig. 3) presentano caratteristiche di instabilità del manto nevoso, soprattutto nel periodo primaverile. Le valanghe di dimensioni maggiori sono solitamente costituite da neve incoerente, di fondo e bagnata. La Val Maone è certamente una delle valli dell'Appennino dove il fenomeno è più rilevante. Modellata profondamente dall'azione dei ghiacciai pleistocenici, che gli hanno conferito il caratteristico profilo ad "U", presenta un forte dislivello tra le creste (2500 - 2600 m) ed il fondo della valle (1500 - 1800 m), forti pendenze dei versanti caratterizzati da alte pareti con alla base falde di detrito a forte acclività (fino a 35°) ed esposizione settentrionale, che favorisce l'accumulo delle precipitazioni nevose dovute ai venti di provenienza adriatica, carichi di umidità. Nel dettaglio, i due versanti della valle hanno

caratteristiche diverse. Il versante in destra idrografica presenta, alle quote più basse, alcune creste rocciose che separano canaloni in roccia, relativamente larghi, interessati da processi prevalentemente gravitativi e percorsi anche da valanghe di fondo primaverili, con pendenze medie di circa 25° - 30° e sviluppo dalle basse quote fino a 2000 m circa. A circa metà della valle è ubicato lo sbocco della Valle dei Ginepri, che è caratterizzata da un ampio versante colonizzato da vegetazione erbacea, che si sviluppa da 1600 a circa 2500 m slm della Sella dei Due Corni. La Val Maone ha origine a Campo Pericoli, ad una quota di circa 1800 m, in corrispondenza delle pareti del Primo Scrimone. Parte della Valle dei Ginepri è interessata dall'incisione di un profondo canalone di valanga, ubicato sotto le pareti del Primo Scrimone. Il versante in sinistra idrografica è invece caratterizzato da pareti verticali incise da stretti e ripidi canaloni in roccia, che sboccano su coni di detrito. Questo assetto morfologico determina un diverso accumulo delle precipitazioni nevose nei due versanti. Di conseguenza, le valanghe che scendono dal Corno Piccolo (versante in destra idrografica), hanno un maggior effetto sulla morfologia, mentre quelle che scendono dal Pizzo Intermesoli (in sinistra idrogra-

fica), di solito lasciano solamente tracce sui coni di detrito.

Risalendo dai Prati di Tivo (Fig. 3), è possibile notare i primi indizi degli effetti della dinamica crionivale già nel primo tratto di sentiero. Giunti a mezza costa nella Valle di Rio Arno (che assume la denominazione di Val Maone dopo la sorgente di Rio Arno) e percorso qualche centinaio di metri, prima di arrivare sotto i contrafforti del Corno Piccolo, si nota una zona bosco dove gli alberi hanno tronchi con diametri di pochi centimetri e si presentano incurvati verso il basso. Solo in questo modo possono avere l'elasticità necessaria a sopportare, senza spezzarsi, la sollecitazione esercitata dal passaggio delle valanghe. Guardando poi verso valle, più in basso, si possono anche notare alcuni grossi alberi di alto fusto, abbattuti e trasportati dalle valanghe.

Passate le cascate, dove il sentiero costeggia il Rio Arno, proprio al di sopra di alcune gabbionate a difesa della strada di accesso alle prese idrauliche delle sorgenti, si possono vedere gli effetti delle valanghe sulla mulattiera e sugli alberi situati al di là del torrente. Qui all'inizio dell'estate normalmente si incontra un piccolo nevaio di neve sporca, frammista a ciottoli e piccoli blocchi, mentre al di là del torrente si possono scorgere segni di alberi abbattuti, adagiati

Fig. 4

Elementi nivometeorologici sintetici, rilevati in maniera qualitativa presso la stazione di Campo Imperatore a 2100 m circa					
Mesi	Periodi	Limite nevicate	Spessori	Attività valanghiva	Note
Dicembre 2002	Intero mese	1500 m	tot di 250 cm	si	Nevicate sporadiche
Gennaio 2003	6	1300 m	50 cm		Zero termico a 1600 m
	8 - 9	1000 m	150 cm		Perturbazione da NW
	22	1400 m	20 cm		Perturbazione da NW
	23, 24 e 25	700 m	100 cm	si	Perturbazione da N
Febbraio 2003	30	700 m	40 cm		Perturbazione da NW
	1 - 2	700 m	70 cm		Perturbazione da NE
	4, 5 e 6	1300, poi 700 m	100 cm		Perturbazione da W
Marzo 2003	12	1000 m	40 cm	si	
	3		50 cm	si	Perturbazione da W
Aprile 2003	15	700 m	90 cm	si	Perturbazione da NW
	3		20 cm		Perturbazione da NW
Aprile 2003	6		25 cm		Perturbazione da NE

in direzione del versante di Pizzo Intermesoli. In quel punto ci si trova proprio in corrispondenza dello sbocco del secondo canale che scende dal Corno Piccolo, percorso abitualmente dalle valanghe. Passate le sorgenti di Rio Arno e risalita la valle fino a circa

Fig. 5

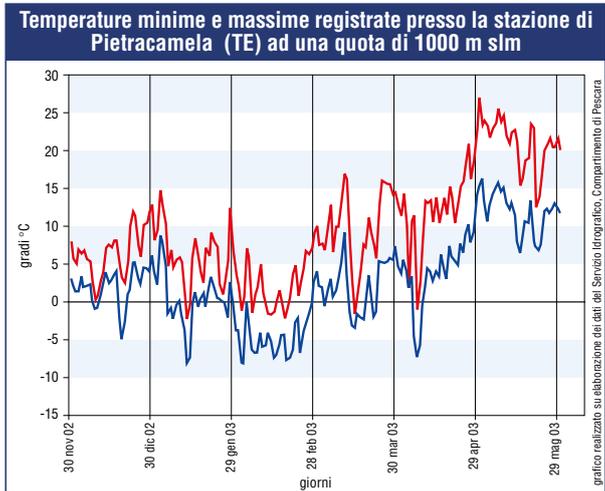
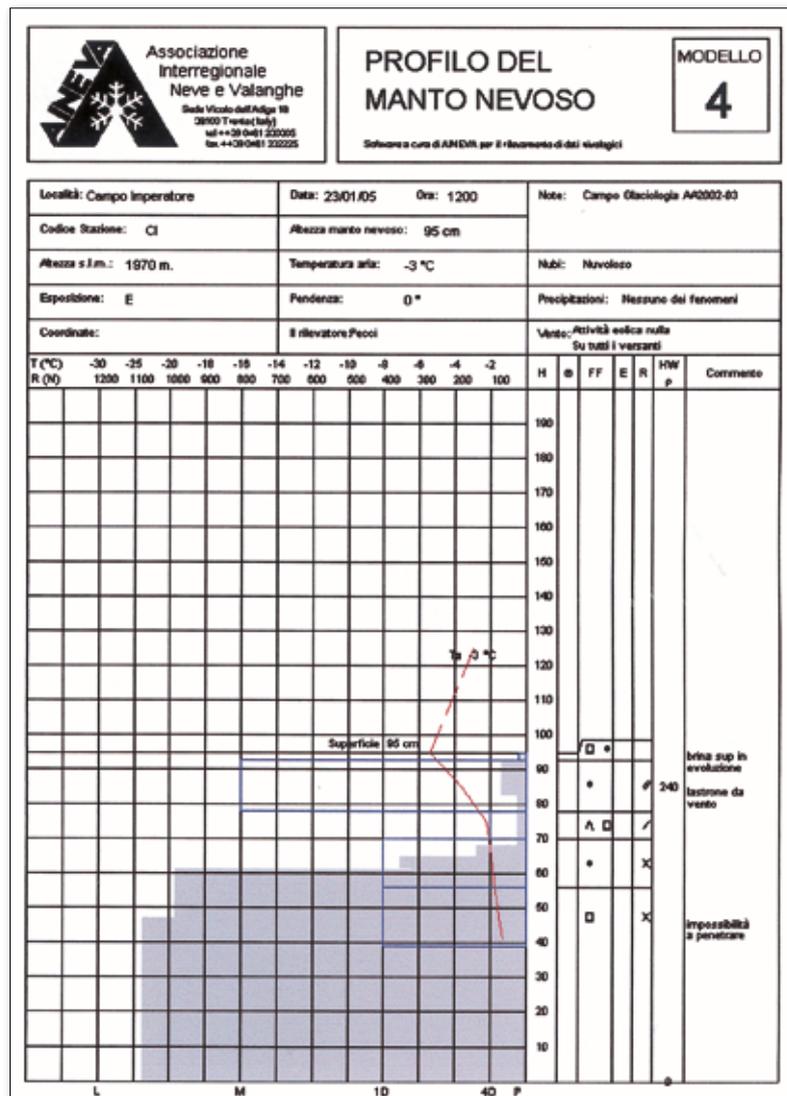


Fig. 6



1600 m, si possono notare altri canali di valanga, che giungono fino al sentiero. Ovviamente questi canali possono essere interessati anche da scariche di detrito e/o dall'azione delle acque. Quando l'azione delle valanghe è però prevalente, allora il canale assume un caratteristico profilo concavo. Allo sbocco del canale, a seconda del materiale che la valanga è in grado di erodere e trasportare, può essere presente un cono di detriti, spesso frammisti a resti di piante, come si può notare alla base della Valle dei Ginepri sul lato verso il Primo Scrimone (Fig 3).

Infine altri segni sono visibili sulle falde ed i coni di detrito. Strisce con forma irregolare di detrito fresco spiccano per un

diverso colore, decisamente più vivo. Un altro versante caratterizzato da importanti valanghe di fondo (Fazzini et al., 1999), è quello dei Prati di Tivo, proprio sotto la parete nord del Corno Piccolo. L'assetto morfologico, profondamente diverso da quello della Val Maone, è fortemente influenzato dalla litologia. I Prati di Tivo presentano, infatti, alle alte quote un versante omogeneo con esposizione settentrionale, largo circa 1,5 km, con pendenza uniforme di circa 20° fino ad una quota variabile tra i 1700 m (lato Valle di Rio Arno) ed i 1900 m (lato cresta dell'Arapietra). Il substrato è costituito da alternanze di arenarie ed argille del flysch della Laga. Al di sopra, il versante presenta una evidente rottura di pendio, in corrispondenza delle formazioni calcareo-marnose della serie del Gran Sasso. La pendenza aumenta a 30° circa, fino alla parete nord del Corno Piccolo. Il versante è interamente colonizzato da vegetazione erbacea fino alla base della parete e mancano significativi depositi clastici, in quanto la parete è costituita da calcare massivo, non fratturato ma interessato da grandi diaclasi ed inciso da pochi canali in roccia. Lo scorrimento delle acque meteoriche (soprattutto in concomitanza di forti temporali) e delle valanghe incide i sottostanti solchi di ruscellamento. La parte sinistra del versante, guardando il Corno Piccolo, si presenta discontinua, a causa di un corpo di frana di notevoli dimensioni, caratterizzato anche da alcune contropendenze e dall'accumulo di una frana di crollo, distaccatasi dalla cresta dell'Arapietra. L'intero versante è interessato da notevoli valanghe di fondo, ma queste, pur interferendo notevolmente con le attività ricettive e

sciistiche, non hanno una grande influenza sulla morfologia del paesaggio.

Ancora diverso, per esposizione e assetto topografico e geomorfologico, risulta il comprensorio di Campo Imperatore, che insiste sul versante meridionale (aquilano) del Gran Sasso. I ripidi versanti, con esposizione meridionale, sottostanti alla funivia Fonte Cerreto – Campo Imperatore, sono percorsi da numerosi ed impegnativi fuori pista, mentre il bacino sciistico vero e proprio, attrezzato attualmente con due seggiovie ad aggancio rapido ed uno skilift, è completamente compreso nell'area di Campo Imperatore, caratterizzata da pendii più debolmente inclinati, ubicati a quote superiori ai 1900 m, con esposizioni ad E e NE. In particolare i ripidi contrafforti meridionali del Gran Sasso sono percorsi dai classici fuoripista, con dislivello intorno ai 1000 m e sviluppi di alcuni chilometri: si tratta degli itinerari della Portella, dei Valloni e di Valle Fredda: tutte le discese sono caratterizzate da pendenza mediamente molto

acclive (in alcuni tratti prossima ai 40°), substrato carbonatico, generalmente a reggipoggio, copertura boschiva scarsa, relegata alle quote inferiori ai 1700 m ed estesa copertura a terreno incolto e/o a prato pascolo. Questi versanti, nel corso dell'inverno, si caricano di forti accumuli di neve e tendono, in linea generale, a dare luogo a scaricamenti spontanei, spesso ancora nel corso delle precipitazioni in corrispondenza dei versanti rocciosi e/o più acclivi. Questi fenomeni diventano problematici, ai fini della sicurezza, nei settori inferiori dei pendii, caratterizzati da inclinazioni comprese tra i 30° e i 40°. La massima attività valanghiva si osserva quindi nel corso dell'inverno, in coincidenza delle

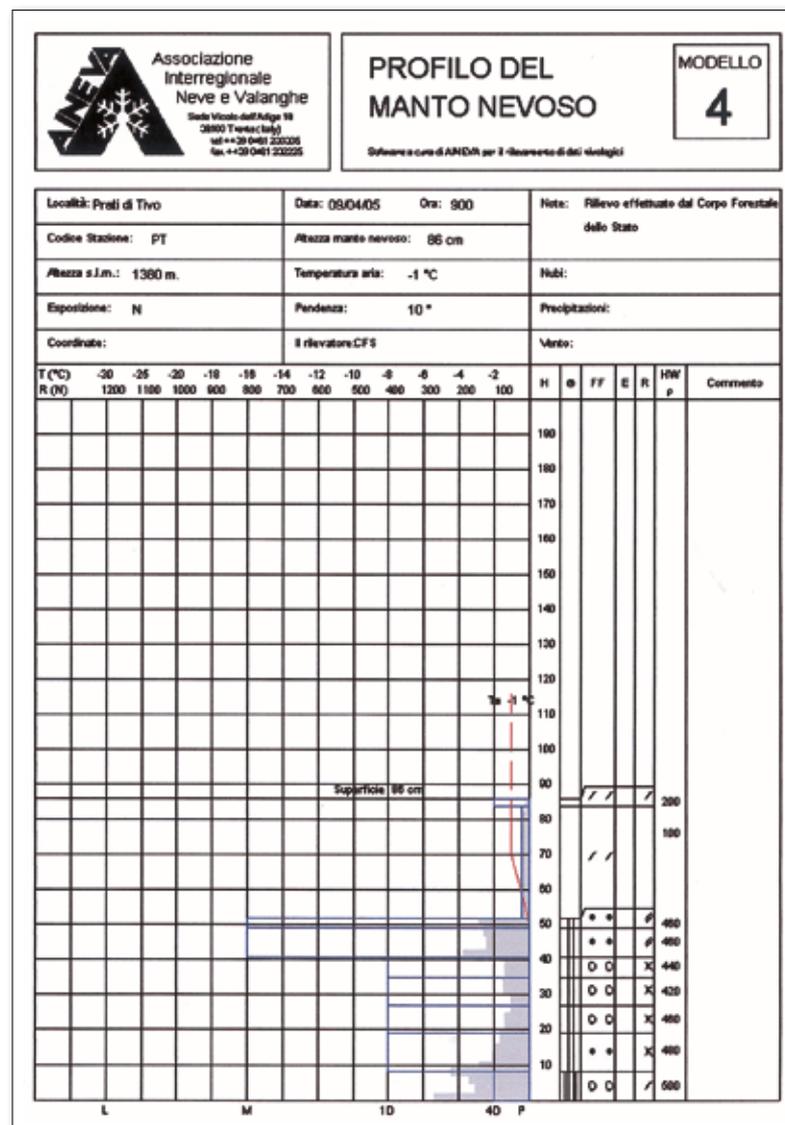


Fig. 7

precipitazioni legate a perturbazioni atlantiche e, spesso, in concomitanza di rialzi termici significativi, con distacchi sia superficiali, sia di fondo e con neve sia a debole coesione, sia a lastroni.

E' da sottolineare il fatto che, da un punto di vista geomorfologico, gli itinerari percorsi dai fuoripista più classici, vale a dire i Valloni, Valle Fredda e la Portella, sono dei solchi di erosione scolpiti dall'azione delle acque incanalate e correnti nel corso dell'estate e delle valanghe nel corso dell'inverno; ne consegue l'assoluta pericolosità degli stessi in condizioni di forti accumuli, spesso, purtroppo, sottovalutati, come testimoniano i numerosi incidenti avvenuti sino ad ora.

L'INVERNO 2002-2003

Nella tabella di figura 4, sono riportati gli elementi nivometeorologici sintetici, così come rilevati in maniera qualitativa presso la stazione di Campo Imperatore a 2100 m circa, mentre nella figura 5 è riportato l'andamento delle temperature minime e massime di tutto l'inverno, così come rilevate presso la stazione del Servizio Idrografico di Pietracamela a 1000 m s.l.m..

In figura 6 è riportato il profilo del manto del giorno 23 gennaio 2003 a Campo Imperatore, indicativo della presenza di uno "strato debole" sub-superficiale, che si è rivelato fondamentale nel condizionare la stabilità degli spessori di neve accumulatisi successivamente. In figura 7

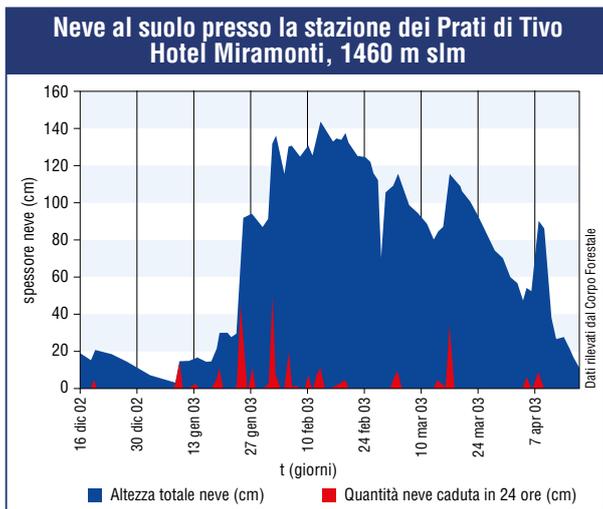


Fig. 8



Fig. 9 - Zona di accumulo della valanga del 28 dicembre 2003 nella zona delle Malecoste.

è riportato il profilo del manto nevoso ricostruito alla fine della stagione sciistica ai Prati di Tivo, indicativo della distribuzione delle resistenze in primavera inoltrata, pochi giorni prima dei grandi distacchi di fondo, che hanno caratterizzato la fine del mese di aprile. Come risulta dalla figura 8, relativa alla distribuzione della neve al suolo a Prati di Tivo e alla già menzionata figura 5, nonché dalla descrizione qualitativa di figura 4 per Campo Imperatore, ci si è trovati

di fronte ad un inverno caratterizzato da temperature nella media e da copiose precipitazioni, che in concomitanza di rialzi termici repentini, sono state in grado di generare attività valanghiva, con entità e distribuzione diversa sui due versanti del Gran Sasso. Si è osservata, infatti, una netta prevalenza dei fenomeni, sia per quantità che per volumi e, purtroppo, per vittime coinvolte, dove un ruolo nell'eccezionalità degli accumuli e, quindi, dei fenomeni è stata giocata dalla provenienza delle perturbazioni, quasi tutte dai quadranti occidentali e nord-occidentali.

LE VALANGHE DI CAMPO IMPERATORE

Come è possibile osservare nella figura 4, l'intero inverno è stato caratterizzato da una costante e ripetuta attività valanghiva, di cui, di seguito, vengono riportati i soli fenomeni più rilevanti e degni di nota. A conferma dell'estrema variabilità delle condizioni nivo-meteorologiche, si tenga conto che, nel solo ambito di questo studio, sono state osservate nell'area un totale di oltre 30 valanghe, di cui oltre 20 di fondo e con neve umida, principalmente a dicembre (che dovrebbe essere il mese caratterizzato dall'irrelevanza del metamorfismo da fusione) e circa 10 di lastroni di superficie, principalmente nel mese di marzo (che sui versanti meridionali, generalmente, porta con sé la fusione incipiente sull'intero spessore di neve al suolo).

Nell'ambito del primo gruppo di valanghe i fenomeni si possono in linea generale considerare innescati da un repentino e cospicuo innalzamento della temperatura, fenomeno questo che si è riproposto più volte nel corso dell'inverno, come è possibile desumere dalla distribuzione

delle temperature di figura 5, che, pur se riferendosi alla stazione di Pietracamela posta sul versante settentrionale del Gran Sasso, evidenzia una evoluzione del tempo atmosferico comune ai 2 versanti. Come elementi utili alla discussione, si presentano due valanghe, analoghe per meccanismi e tipologia, staccatesi all'inizio dell'inverno e a primavera inoltrata. Nel primo caso si fa riferimento alla valanga delle Malecoste (Fig. 9), staccatasi il 28 dicembre da una quota di circa 1800 m con una larghezza della superficie di distacco di circa 200 m, una lunghezza della zona di scorrimento di circa 600 m e uno spessore di neve, nella zona di accumulo, variabile da 1 a 3 m. Nel secondo caso si fa riferimento alla valanga di fondo staccatasi alla fine di aprile (probabilmente in concomitanza con le altre valanghe di fondo del versante settentrionale) all'uscita del canalone dei "Tre Valloni" (Fig. 10). Il lastrone di fondo ha coinvolto nella zona di distacco una larghezza di circa 30 m, muovendosi su una superficie di scorrimento (costituita da substrato a prato/pascolo) di circa 250 m e andandosi ad allargare su una zona di accumulo di circa 60 m di lunghezza per 40 di larghezza, con uno spessore di neve, detriti e frammenti vegetali, variabile da 70 cm a 4 m.

Nell'ambito del secondo gruppo per dimensioni ed effetti va sicuramente ricordata la valanga dello "Scontrone" (settore sommitale dei Valloni), distaccatasi il 4 marzo 2003 intorno alle 11:00, nella nebbia e dopo una giornata di precipitazioni intervenute a seguito di una perturbazione atlantica, per un totale di circa 50 cm di accumulo di neve umida. Si tratta di una valanga di lastroni, in versante aperto nella zona di distacco, ed incanalata

nella zona di scorrimento e di accumulo. Nell'area del distacco, ad una quota di circa 2200 m s.l.m. ed evidenziata da una netta frattura di lunghezza totale di circa 500 m (Fig. 11), gli spessori di neve variavano da circa 50 cm nelle zone laterali a circa 150 cm nella zona centrale, con pendenze comprese tra 30° e 35°. La lunghezza della zona di scorrimento era di circa 600 m, andando ad interessare il canale dei "Valloni" vero e proprio, al di sotto della quale la zona di accumulo, ad una quota di circa 1600 m s.l.m., aveva una estensione di circa 150 m, con spessore della neve variabile da 1 m ad un massimo di 5 m. Il giorno 8 marzo nella massa nevosa dell'accumulo è stato, purtroppo, trovato il corpo senza vita di un giovane sciatore, per il cui decesso non è stato possibile ricostruire la dinamica.

LA VALANGA DI FONDO DELLA VAL MAONE

Estate 2003: chi ha risalito la Val Maone in questo periodo, non avrà potuto fare a meno di notare un grande accumulo di alberi abbattuti, con tronchi di tutte le dimensioni, con diametri da pochi centimetri fino a diversi decimetri.

Già nelle vicinanze delle sorgenti di Rio Arno a quota 1530 m circa (Fig. 12), risultavano visibili i primi alberi sradicati, adagiati in mezzo alla valle, con il tronco disposto parallelamente all'asse vallivo. Si è osservato che in quel tratto di valle, i boschi sui due lati non mostrano segni di devastazioni recenti, sebbene i versanti siano periodicamente interessati dalle valanghe. Quindi la valanga che ha trasportato quei tronchi non proveniva dai canali sovrastanti che scendono dal Corno Piccolo, né dall'opposto

versante dell'Intermesoli, ma da un pendio situato più a monte. Continuando a salire, si incontrano rami e alberi sradicati in numero sempre maggiore, quasi tutti allineati come i primi, ma distribuiti su un fronte più largo. Saliti a quota 1595 m circa, in corrispondenza di un grande masso erratico posto pochi metri a sinistra del sentiero, si notano nuove tracce della eccezionale valanga che ha abbattuto gli alberi.

Distaccatasi dalla parte alta della Valle dei Ginepri, sotto le pareti ovest del Corno Piccolo, la valanga ha attraversato la Val Maone risalendo diritto il versante opposto per almeno 20 m di quota (Fig. 13) verso Pizzo Intermesoli, ha girato poi a 90 gradi ed infine si è diretta a valle percorrendo ancora circa 500 m, fermandosi probabilmente nei pressi della sorgente di Rio Arno. Dopo la sorgente infatti non si notano alberi abbattuti, né altri indizi del passaggio di una grossa valanga.

Il suo movimento è testimoniato dall'allineamento dei tronchi e dei rami, che sono stati deposti prima perpendicolarmente (o quasi) al pendio, nel tratto dove la valanga ha risalito il versante opposto alla Valle dei Ginepri, poi diagonalmente ed infine parallelamente all'asse vallivo in direzione delle sorgenti di Rio

Arno. Questo allineamento dei tronchi e dei rami in direzione del flusso della valanga, fa ipotizzare una velocità relativamente bassa della massa nevosa.

E' difficile valutare il volume di neve interessata dalla valanga. L'area di distribuzione dei tronchi e dei rami lasciati dalla valanga hanno permesso di ipotizzare la zona di accumulo indicata nella carta di figura 3 e "disegnata" su un modello del terreno 3d in figura 14. Nella stessa carta



Fig. 10 valanga dei "Tre Valloni" di fine aprile 2003: veduta della zona di distacco (sopra) e della zona di accumulo (a sinistra).



Fig. 11 - Veduta generale della zona di distacco della valanga dello "Scontrone" del 4 marzo 2003: è evidente sulla sommità la frattura che ha generato il movimento del lastrone superficiale.

sono indicate anche l'ipotetica zona di distacco e scorrimento, individuate sulla base delle osservazioni di eventi analoghi verificatisi con tempi di ritorno pressoché annuali. Non si sono potute reperire informazioni precise relative all'evento descritto in quanto la zona, proprio a causa della elevata pericolosità in determinate condizioni termoclimatiche, non è molto frequentata a primavera inoltrata. Si può però ipotizzare che il fenomeno sia avvenuto intorno al 30 aprile del 2003, periodo questo caratterizzato da un repentino rialzo termico generale, come testimoniato dalle carte della temperatura di figura 15, che mettono bene in evidenza la forte espansione del cuneo termico di origine sahariana nel periodo in esame. Tale rialzo termico ha comportato alla quota estrapolata di distacco, pari a 2100 m circa,

un brusco passaggio a condizioni di isoterma da fusione, come facilmente riscontrabile nel picco di temperatura del grafico di figura 15.

In base agli spessori dei corpi di accumulo delle valanghe osservati negli anni passati, si può ipotizzare un volume di circa 500.000 m³, considerando uno spessore medio di 3 m circa nella zona di accumulo, ma che a fine anni '80 ha anche superato i 15 metri, con permanenza della neve anche fino a settembre.

LE VALANGHE DI FONDO DEI PRATI DI TIVO

In concomitanza al repentino rialzo di temperatura già analizzato, si sono distaccate anche le valanghe di pendio che hanno interessato in maniera generalizzata tutto il versante dei Prati di Tivo, anche se in maniera discontinua e non omogenea (www.snowboardplanet.it). È interessante notare come il distacco dello spessore di neve, anche superiore al metro nel settore di monte, ormai completamente fradicio per le elevate temperature (si veda il grafico di figura 5), pur essendo in condizioni di debole coesione a causa dell'acqua presente, sia avvenuto in blocco, con modalità simili allo scivolamento di un intero lastrone omogeneo sulla superficie topografica, caratterizzata, nell'area, da copertura erbacea.



Fig. 12

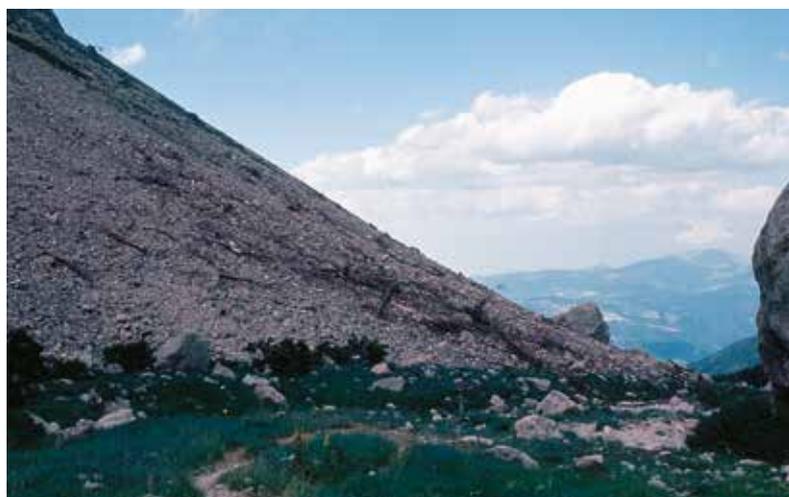


Fig. 13

TENDENZE CLIMATICHE E COPERTURA DEL MANTO NEVOSO

Da alcuni anni è oramai evidente una generale tendenza all'aumento delle temperature, che condiziona non poco la stabilità del manto nevoso, specialmente nella stagione primaverile. Una testimonianza esemplificativa e significativa di questo fenome-

no è data dalla variazione dello spessore del manto nevoso che alimenta il ghiacciaio del Calderone, presente nell'area, ma a quote più alte, comprese tra 2650 e 2850 m circa, che è oggetto di monitoraggio dai primi anni '90 ai fini del calcolo del bilancio di massa. Gli accumuli raggiungono nel mese di gennaio i 6-9 m di spessore nella parte alta del ghiacciaio, ma già con le prime ondate di caldo, che si verificano solitamente nel mese di maggio, gli accumuli di neve vengono fortemente ridotti, a volte in meno di due settimane. In alcune zone del ghiacciaio il manto nevoso scompare del tutto già ai primi di giugno. Di fatto da molti anni il bilancio di massa del ghiacciaio è fortemente negativo e nel giro di pochi anni la parte superiore del ghiacciaio, dove pure si depositano grandi quantità di neve per effetto dell'azione del vento e dell'accumulo delle valanghe, è quasi scomparsa (D'Orefice et al., 1996; Pecci et al. 1997; Pecci et al. 1999).

Da un punto di vista più generale e volendo considerare le variazioni sul lungo periodo è possibile trovare conferma anche per la stazione di Pietracamela, posta ad una quota di 1000 m s.l.m. sul versante settentrionale del Gran Sasso, una netta tendenza al rialzo delle temperature, pari a circa 1 °C in un arco di tempo di circa 70 anni, come è possibile apprezzare nel grafico di figura 16. Ai fini della persistenza e permanenza del manto nevoso entrano quindi in gioco, da una parte l'entità degli accumuli di neve, legati alle precipitazioni dirette ed agli accumuli da vento e da valanga, e dall'altra l'entità e la durata nel tempo delle alte e precoci temperature tardo primaverili. In linea generale all'anticipo della stagione estiva che ha caratterizzato le ultime

annate ha corrisposto uno "scarico" di fondo dei pendii innevati delle alte quote, che, però, in condizioni morfo-topografiche particolari, ha permesso la formazione di nevai perenni anche a quote relativamente basse; è il caso del nevaio nei pressi del Rifugio Franchetti (Fig 17) ad una quota di circa 2400 m con esposizione nord, e dei nevai del Gravone (Fig 18) a 1400 m circa, e del Fondo della Salsa riformatisi dopo diversi anni sul versante Nord del Monte Camicia, anche in coincidenza di una estate anomala come quella del 2003, grazie soprattutto alla protezione esercitata dalla evidente copertura detritica.

DISCUSSIONE DEI DATI E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

La stabilità del manto nevoso nell'area centrale del Gran Sasso d'Italia, oltre alla distribuzione, spessore e caratteristiche del manto nevoso, è anche legata alle caratteristiche superficiali dei pendii ed alla presenza, organizzazione e copertura della vegetazione e dei suoli.

L'assetto geomorfologico dei Prati di Tivo e quello dei versanti della Val Maone e di Campo Imperatore, è principalmente legato ad elementi litologico-strutturali ed al diverso sviluppo di forme crionivali (suoli a terrazzette) e gravitative (falde e coni di detrito). Lo sviluppo dei suoli a terrazzette è a sua volta in parte dipendente dalle diverse quote (maggiori in Val Maone-Valle dei Ginepri), ed in parte dalla litologia del substrato.

I Prati di Tivo presentano, alle quote di interesse per questo studio, un primo tratto di versante caratterizzato da suoli a terrazzette, con cotica erbosa rotta ma con zolle non molto ruotate verso valle e vegetazione

erbacea prevalentemente tipo "Festuca", molto ben sviluppata, che non risente dell'attività di pastorizia, per lo meno alle quote medio-alte.

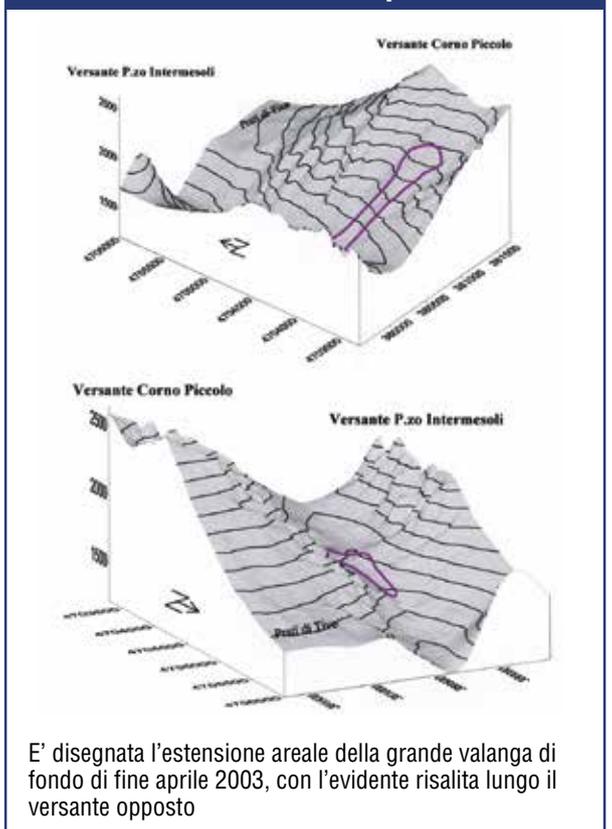
Lo sviluppo della vegetazione è dovuto alla costituzione litologica del substrato argilloso-arenaceo.

Le alternanze di strati di argilla con strati di arenaria consentono il mantenimento di condizioni di umidità e presenza di sali minerali, condizioni favorevoli allo sviluppo della vegetazione. Questo primo tratto di versante termina ad una quota variabile da 1900 a 1700 m in corrispondenza del sovrascorrimento delle unità del Gran Sasso su quelle del flysch della Laga, dove il pendio presenta maggiori pendenze: è proprio in questa zona che avvengono i distacchi delle valanghe di fondo.

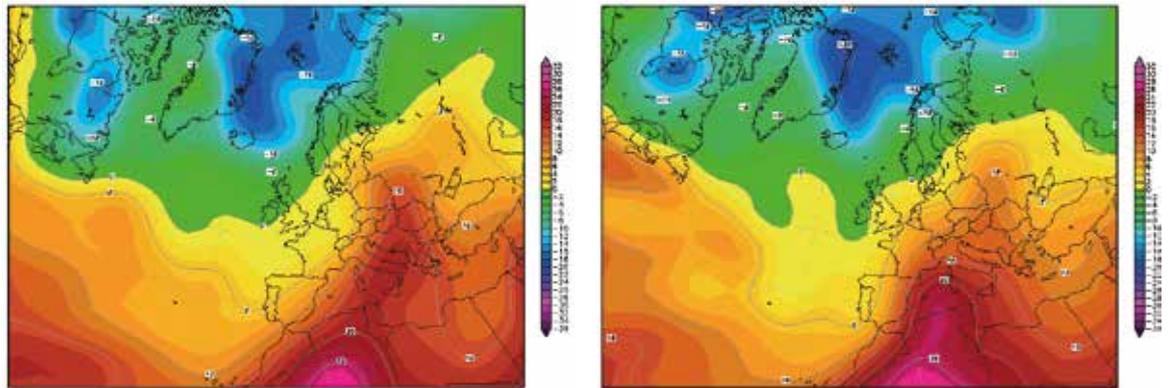
Alle quote più alte, sopra i 2000-2100 m circa, i suoli a terrazzette

Fig. 14

Modelli digitali del terreno 3D orientati lungo la Val Maone in corrispondenza della Valle dei Ginepri



Temperature del 30 aprile (a) e del 1 maggio (b) 2004 in °C a 850 hPa



a)

b)

Tratta da www.wetterzentrale.de su ri-analisi NCEP

Fig. 15

Fig. 16

Andamento della temperatura media annuale e tendenza (polinomiale del II ordine) nella stazione di Pietracamela a 1000 m slm

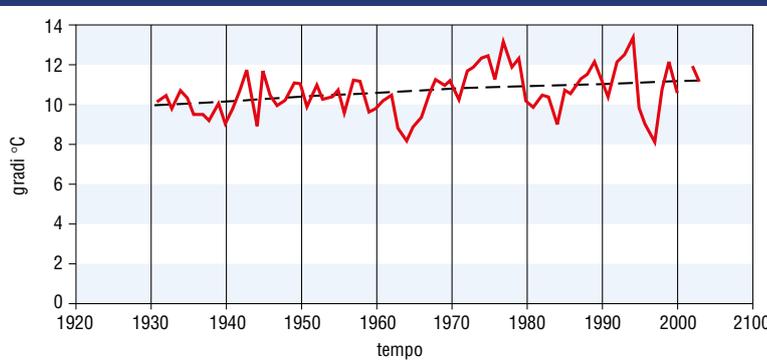


Fig. 17 - Veduta del nevaio perenne al di sotto della Sella dei Due Corni a quota 2400 m circa, visto dal rifugio Franchetti nel novembre 2001.



presentano un diverso sviluppo. In generale il suolo ha uno spessore di pochi centimetri ma le zolle sono ben ruotate verso valle, con vegetazione sviluppata nel saliente e gradino privo di cotica erbosa.

Si possono quindi identificare tre zone in base alle caratteristiche di rugosità e quindi di "resistenza" della superficie topografica. La prima, ubicata alle quote più basse, caratterizzata da una superficie a bassa "resistenza" con pendenza di circa 20°, la seconda a quote più alte, caratterizzata da una superficie con maggiore pendenza, ma con caratteristiche di "resistenza" simile alla prima, e la terza, situata alle alte quote, caratterizzata da maggiore "resistenza".

Le zone di distacco delle valanghe di fondo sono ubicate solitamente nella seconda zona, dove la quota e l'esposizione

favoriscono l'accumulo di ingenti quantità di neve al di sopra della rottura del pendio, su di una superficie a scarsa resistenza. Le falde di detrito, per le cause già discusse, hanno uno sviluppo scarsamente significativo, limitato a poche zone in prossimità delle pareti del Corno Piccolo, quindi non influiscono sulle caratteristiche complessive di resistenza delle superfici del versante.

I versanti della Val Maone presentano invece superfici con caratteristiche di relativa "resistenza". Tutta la valle è interessata da uno sviluppo di estese superfici ad elevata rugosità, legate a falde e coni di detrito alla base delle pareti, con l'eccezione della Valle dei Ginepri, dove il versante è però caratterizzato da terrazzette erbose con saliente ben sviluppato e scarsa vegetazione, su di un substrato calcareo marnoso fratturato. I canali nel versante in destra idrografica sono larghi e relativamente ripidi (35°-40°), e permettono l'accumulo di ingenti quantità di neve, mentre quelli in sinistra idrografica sono stretti, ripidi (oltre 45°), e non permettono forti accumuli di neve, favorendo altresì gli scaricamenti spontanei.

La Valle dei Ginepri è la zona maggiormente predisposta a

grandi accumuli di neve, per le cause già discusse. In generale, tutta la parte restante della Val Maone presenta superfici relativamente resistenti.

Ancora diversa è l'influenza dell'assetto geomorfologico nella zona di Campo Imperatore sulle caratteristiche di stabilità del manto nevoso. Sui versanti meridionali è infatti fondamentalmente la pendenza che condiziona i distacchi di neve, sulla base però di una distribuzione degli accumuli che è principalmente condizionata dai fattori meteorologici. Un ruolo particolare è svolto dalla attività eolica, che è in grado di condizionare non solo la presenza e la permanenza di cornici sulle creste, ma anche la formazione di lastroni da vento in posizioni e condizioni morfologiche che si ripetono per particolari provenienze delle perturbazioni.

Un'ultima considerazione di carattere generale che si vuole proporre è relativa all'utilità dello scambio delle informazioni ai fini della sicurezza e, più in generale alla necessità di un maggiore dialogo e di una maggiore osmosi tra mondo scientifico/accademico e alpinistico/sciistico. La collaborazione tra chi frequenta la montagna invernale a diverso titolo, ma, in linea generale con la stessa passione, non può che migliorare la qualità dei risultati scientifici e la prevenzione degli incidenti.

Per quanto riguarda il primo obiettivo ci si augura che il presente lavoro vada nella direzione giusta, grazie anche al contributo fondamentale dei numerosi appassionati interpellati. Ai frequentatori ed amanti della montagna la raccomandazione di tenere in maggiore considerazione i prodotti, soprattutto cartografici, perché di più immediata comprensione, relativi



alla pericolosità da valanga, e di frequentare l'ambiente montano a seguito di una più attenta lettura e utilizzazione dei bollettini nivometeorologici.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano Andrea Usella e Fabio Ventriglia (www.snowboardplanet.it) per le fotografie e le informazioni gentilmente fornite, nonché Roberto Tonelli del CAI di Pescara e del Comitato Scientifico Centrale del CAI per la preziosa collaborazione. I dati utilizzati per l'elaborazione dei grafici della neve al suolo nell'inverno 2003 e del profilo del manto nevoso di aprile 2003 relativamente alla stazione di Pietracamela sono stati forniti gentilmente dal Corpo Forestale dello Stato, Servizio Meteomont, che si ringrazia vivamente, nell'ambito della collaborazioni didattico-formative esistenti tra ISPESL, Università degli Studi di Chieti "G. D'Annunzio" e Corpo Forestale dello Stato. Si ringrazia infine il Servizio Idrografico, Compartimento di Pescara e Pinuccio D'Aquila.

BIBLIOGRAFIA

- D'ALESSANDRO L. & PECCI M. (2001) "Rischi da valanga sul Gran Sasso d'Italia". IV Convegno dei giovani ricercatori di Geologia Applicata, CNR-GNGA, 22-24 Ottobre 1998, Chieti, Mem. Soc. Geol. It., 56, 315-320. Roma.
- D'ALESSANDRO L., DE SISTI G., D'OREFICE M., PECCI M. & VENTURA R. (2003) "Geomorphology of the summit area of the Gran Sasso d'Italia (Abruzzo, Italy)". Geogr. Fis. Dinam. Quat. 26, 125-141, 1 tav.
- DEMANGEOT J. (1965) - « Les plateaux du Gran Sasso e La chaine du Gran Sasso in Geomorphologie des Abruzzes Adriatiques ». C. N. R. S. Paris.
- D'OREFICE M., LEDONNE L., PECCI M., SMIRAGLIA C. & VENTURA R. (1996) "Nuovi dati sull'alimentazione nevosa del Ghiacciaio del Calderone (Gran Sasso d'Italia - Appennino Centrale)". Atti Conv. "Cento anni di ricerca glaciologica in Italia", Torino 19-20 ottobre 1995, Geogr. Fis. e Din. Quat., 18, (1): 1 fig., 2 tabb. Torino
- FAZZINI M., BISCI C. & DE LUCA E. (1999) - "Clima e neve sul massiccio del Gran Sasso. Neve e valanghe", 36, 36-45, Manfrini (TN)
- PECCI M., SMIRAGLIA C. & D'OREFICE M. (1997) "Il ghiacciaio del Calderone". Rivista neve e valanghe AINEVA, 32, novembre 1997, 46-57. Trento
- PECCI M., D'OREFICE M., SMIRAGLIA C. & VENTURA R. (1999) "Il ghiacciaio del Calderone (Gran Sasso d'Italia, Appennino centrale): condizioni climatiche generali e bilancio di massa 1995-97". In: Studi geografici e geologici in onore di Severino Belloni, a cura di G. Orombelli, Un. Degli studi di Milano e di Milano Bicocca, 511-523, Genova
- TONINI D. (1961) - Il Ghiacciaio del Calderone del Gran Sasso d'Italia. Boll. Com. Glac. It. 10 II serie, 71-135.

Fig. 18
Accumulo da valanga nel Fosso del Gravone a 1550 m circa (fine estate 2003).