Il Quaternario
Italian Journal of Quaternary Sciences
10(1), 1997, 75-92

I FENOMENI FRANOSI NEL QUADRO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELLA CONCA DI CORTINA D'AMPEZZO (DOLOMITI, ITALIA)

A. Pasuto(1) **- C. Siorpaes**(2) **- M. Soldati**(3)
(1)C.N.R. - Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, Padova
(2)Geologo, Cortina d'Ampezzo (Belluno)
(3)Dip.to di Scienze della Terra, Università di Modena, Modena

ABSTRACT - *Geological and geomorphological features of landslides affecting the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy)* - Il Quaternario *Italian Journal of Quaternary Sciences,* **10**(1), 1997, 75-92 - The paper shows the results of geological and geomorphological investigations recently carried out in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Northern Italy). The study is part of European research projects aiming at the recognition and characterisation of mass movements. The stratigraphical and structural conditions of the study area greatly influenced slope evolution after the retreat of glaciers, favouring the development of large gravitational processes. The geological structure of the area is, in fact, characterised on the one hand by a repeated succession of pelitic rocks and dolomites and on the other hand by the wide presence of pelitic terms (even if largely covered by superficial deposits) in the lower part of the basin. Landslide deposits, which form most of the outcropping Quaternary deposits, have been grouped into "landslide units", in order to make easier the understanding of the complex slope evolution occurred since the Late-glacial period. A "landslide unit" has been defined in this paper as the association of landslide accumulations strictly connected in space and time: it can consist of a single main landslide and successive reactivations or of a superimposition of accumulations caused by repeated activations of a main scarp. The characteristics and distinctive aspects of landslide units are given. Several landslides have been radiocarbon dated. Age and borehole data contributed substantially to the reconstruction of the geomorphological evolution of the area. In particular, they have shown a number of landslides distributed in two main periods. The first ranges between 10,000 and 8,000 years B.P. when, after the retreat of the glaciers, rock walls no longer sustained by the ice masses became prone to landsliding, giving rise to several large-scale mass movements. These consist of rock slides and rock avalanches of considerable size detached from the steep rock walls surrounding Cortina d'Ampezzo. These events have left clear morphological evidence in the landscape, because of their magnitude and the characteristics of the rock masses involved (dolomites). The second period ranges between 5,000 and 4,000 years B.P. when smaller and slower landslides took place generally affecting the pelitic rocks of the lower part of the slopes. The concentration of landslides in this period is likely to be connected to the wetter climatic phase which occurred during the Upper Atlantic which made the slopes more prone to landsliding. At present the area of Cortina d'Ampezzo is still affected by active landslides which, owing to their potential risk for human activities, are monitored by means of automatic surveying systems.

RIASSUNTO - *I fenomeni franosi nel quadro geologico e geomorfologico della conca di Cortina d'Ampezzo (Dolomiti, Italia)* - Il Quaternario *Italian Journal of Quaternary Sciences,* **10**(1), 1997, 75-92 - Il presente lavoro illustra i risultati di ricerche geologiche e geomorfologiche pluriennali condotte nella conca di Cortina d'Ampezzo (Dolomiti, Italia) con lo scopo di individuare e caratterizzare i movimenti gravitativi. L'area studiata è contraddistinta da una situazione stratigrafico-strutturale che, al ritiro dei ghiacciai, ha fortemente condizionato l'evoluzione dei versanti favorendo, in particolare, lo sviluppo di numerosi ed estesi fenomeni franosi. Questi ultimi, che costituiscono la gran parte dei depositi quaternari affioranti, sono stati associati in "unità di frana", definite ed utilizzate allo scopo di facilitare la comprensione della complessa evoluzione che i versanti hanno subito a partire dal Tardiglaciale. Alla ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica hanno contribuito anche i dati derivanti da alcuni sondaggi geognostici e numerose datazioni radiometriche. In particolare, queste ultime hanno permesso di evidenziare una concentrazione di eventi franosi in due periodi. Nel primo, compreso tra 10.000 e 8.000 anni dal presente, una serie di frane di tipo complesso legate al ritiro dei ghiacciai ha mobilizzato ingenti volumi di rocce dolomitiche; nel secondo, compreso tra 5.000 e 4.000 anni fa, i dissesti, rappresentati essenzialmente da colate e scivolamenti conessi con una fase climatica umida ricollegabile all'*optimum* climatico dell'Atlantico superiore, hanno interessato soprattutto le rocce a comportamento duttile del fondovalle.

Parole chiave: Frana, unità di frana, cartografia, datazioni radiometriche, Dolomiti, Nord Italia
Key words: Landslide, landslide unit, radiometric dating, mapping, Dolomites, N Italy

1. INTRODUZIONE

Il presente lavoro illustra i risultati di ricerche geologiche e geomorfologiche pluriennali svolte nell'area di Cortina d'Ampezzo (Dolomiti) nell'ambito di progetti finanziati dal C.N.R., dal Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche e dall'Unione Europea (Programma EPOCH, progetto *"Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community"* Programma ENVIRONMENT, progetto *"The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic changes"* - TESLEC; Programma ENVIRON-MENT& CLIMATE, progetto *"New technologies for landslide hazard assessment and management in Europe"* - NEWTECH). Tali ricerche sono state, in particolare, finalizzate allo studio delle frane che, nell'area in oggetto, sono ampiamente presenti e mostrano tuttora evidenti segni di attività.

E' stato eseguito un rilevamento geologico e geomorfologico alla scala 1:10.000, integrato mediante l'analisi di fotografie aeree multitemporali e di immagini di inizio secolo reperite anche presso archivi privati. Sono stati inoltre considerati i dati derivanti da osservazioni strumentali relative ad alcuni fenomeni franosi attivi ricavati nell'ambito dei progetti europei sopra citati (Gasparetto *et al.*, 1994). Particolarmente significative ai fini dell'interpretazione evolutiva dell'area studiata sono

risultate le datazioni radiometriche effettuate su una ventina di campioni di sostanza organica rinvenuti all'interno di corpi di frana e depositi lacustri.

I depositi di origine gravitativa sono stati raggruppati in "Unità di frana", al fine di correlare diversi eventi franosi la cui evoluzione è strettamente connessa nello spazio e nel tempo. Le "Unità di frana" sono rappresentate nella carta a scala 1:25.000 allegata.

2. STUDI PRECEDENTI

Sia pure in modo non specifico la conca di Cortina d'Ampezzo è stata oggetto di approfonditi studi, fin dai primi decenni del secolo; tali studi riguardano principalmente gli aspetti stratigrafici e tettonici (Kober, 1908; Ampferer, 1929; Mutschlechner, 1933; Ogilvie Gordon, 1934; Klebelsberg, 1935). Il ritrovamento di una fauna fossile particolarmente ben conservata negli strati della Formazione di S. Cassiano affioranti nella conca ampezzana ha stimolato una serie di lavori a carattere paleontologico (Ogilvie Gordon, 1900; Leonardi, 1943).

In generale gli studi effettuati evidenziano già una caratteristica peculiare dell'area, causa predisponente dei diffusi fenomeni gravitativi: l'alternanza di formazioni litostratigrafiche a prevalente comportamento rigido con altre a comportamento più plastico. Tali studi riportano inoltre alcune delle strutture tettoniche più importanti a carattere regionale anche se il loro significato non è sempre concorde con le attuali interpretazioni. Pure per quanto riguarda la suddivisione formazionale della successione litologica sono stati apportati importanti cambiamenti (De Zanche *et al.*, 1993).

Vari Autori hanno trattato gli aspetti geomorfologici dell'area dolomitica orientale comprendendo anche il territorio di Cortina d'Ampezzo (Penck & Brückner, 1909; Marinelli, 1910; Castiglioni B., 1930; Castiglioni B., 1936; Klebelsberg, 1936).

Di recente pubblicazione sono invece alcuni studi di carattere geologico- e geomorfologico-applicativo con particolare riferimento a fenomeni di instabilità dei versanti e al rischio ambientale (Menotti *et al.*, 1990; Panizza, 1990a; 1990b; Soldati & Pasuto, 1991; Deganutti & Gasparetto, 1991; Gasparetto *et al.*, 1994; Angeli *et al.*, 1996; Panizza *et al.*, 1996a; 1996b).

Particolarmente numerose sono infine le pubblicazioni di carattere storico e naturalistico (*e.g.* Alverà, senza data; Belli, 1973; Zardini *et al.*, 1984; Panizza *et al.*, 1986; Richebuono, 1993) dalle quali si sono potute trarre preziose informazioni relative ai principali fenomeni di dissesto avvenuti in passato.

3. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO-FISICO

La conca di Cortina d'Ampezzo, situata nelle Dolomiti orientali, è circondata da elevati massicci montuosi quali il Gruppo delle Tofane (3244 m s.l.m.), i Lastoni di Formin (2657 m), la Croda da Lago (2715 m), le Rocchette (2496 m), l'Alpe Faloria (2362 m), il M. Cristallo (3221 m) e il M. Pomagagnon (2450 m). La valle è attraversata, con direzione N-S, dal Torrente Boite, affluente di destra del Fiume Piave (Fig. 1).

Lo studio ha riguardato l'intera conca ad esclusione del settore meridionale compreso tra l'allineamento Rio Costeana-Torrente Boite e le propaggini dei gruppi montuosi della Croda da Lago e delle Rocchette.

Il territorio è compreso nelle tavolette I.G.M.I. 12 IV SE "Cortina d'Ampezzo", 12 IV SO "Le Tofane" e 12 I SO "Lago di Misurina" e ricade completamente nella tavoletta speciale I.G.M.I., alla scala 1:25.000, "Cortina d'Ampezzo".

La struttura geologica dell'area ha condizionato in modo determinante l'evoluzione morfologica dei versanti dopo il ritiro dei ghiacciai würmiani. La morfologia risulta infatti dolcemente ondulata nella parte medio-bassa dei versanti, dove sono presenti i terreni più plastici, peraltro ripetutamente soggetti a fenomeni di dissesto di varia tipologia e dimensioni. Alle quote più elevate si ergono invece le ripide pareti dolomitiche, interrotte da tipiche "cengie" (Trevisan, 1979). Per le favorevoli condizioni morfologiche l'area è stata interessata da una progressiva urbanizzazione, legata anche ad un intenso sviluppo turistico.

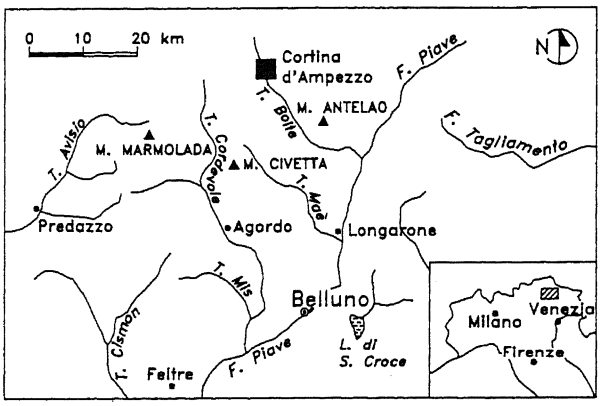


Fig. 1 - Inquadramento geografico dell'area studiata.
Geographical setting of the study area.

4. GEOLOGIA PRE-QUATERNARIA

Nell'area esaminata affiorano formazioni pre-quaternarie che coprono un intervallo compreso tra il Carnico ed il Lias. Gli affioramenti di substrato pre-Quaternario sono presenti soprattutto nelle parti periferiche mentre all'interno della conca si riconoscono solo localmente successioni in posto costituite dai litotipi della Formazione di S. Cassiano. Questi ultimi sono soggetti ad intensi fenomeni di alterazione e disgregazione con conseguente produzione di materiali argilloso-limosi soggetti a fenomeni di dissesto ancora oggi attivi.

La grande estensione dei depositi quaternari lungo il fondovalle maschera gli elementi tettonici che sono stati riconosciuti sulla base dei pochi affioramenti di substrato e/o ipotizzati sulla base di considerazioni geometriche.

Relativamente agli aspetti geologici è stato fatto uno sforzo per aggiornare la successione litostratigrafica tenendo conto di tutte le informazioni, derivanti dalla stratigrafia classica e dinamica, che hanno permesso una più corretta interpretazione dei rapporti intercorrenti

tra Formazione di S. Cassiano, Dolomia Cassiana 2, Formazione di Dürrenstein, Formazione di Raibl, Dolomia Principale e Calcare di Dachstein.

4.1 Stratigrafia dei depositi pre-quaternari

4.1.1 Formazione di S. Cassiano e Dolomia Cassiana 2

Le rocce più antiche, affioranti a Tamarin, a Staulin, a Costalares, a Rumerlo, oltre che alla base delle pareti delle Crepe di Perosego-Federa e dell'Alpe Faloria, appartengono alla Formazione di S. Cassiano (Carnico superiore-Ladinico superiore). Esse sono costituite da prevalenti marne e argilliti riccamente fossilifere (Zardini, 1980; 1985), riferibili a depositi bacinali, intercalate ad arenarie e calcareniti di colore grigio con patine di alterazione giallastre. Le intercalazioni calcarenitiche testimoniano l'esistenza, ai bordi del bacino (area di Misurina e dei Lastoni di Formin), di piattaforme carbonatiche progradanti sui depositi bacinali.

Nella zona di Pocol affiora una dolomia cristallina a grana fine, massiccia o a stratificazione mal distinta, di colore grigio chiaro con tenui sfumature violacee; essa dà origine a piccole pareti morfologicamente ben distinguibili. Lungo il Rio Costeana sono parzialmente visibili i rapporti stratigrafici della Formazione di S. Cassiano con la dolomia affiorante a Pocol. Dato che gli affioramenti della Formazione di S. Cassiano apparentemente sovrastanti la piattaforma e osservabili a Son dei Prade sono dovuti ad una ripetizione tettonica, è plausibile che tale piattaforma corrisponda alla Dolomia Cassiana 2 correlabile alla piattaforma dei Lastoni di Formin. I rapporti originari tra la piattaforma di Pocol e quella dei Lastoni di Formin non sono però conservati a causa della presenza di faglie e sovrascorrimenti che delimitano, proprio in quest'area, una scaglia tettonica.

Il limite inferiore della Dolomia Cassiana e della Formazione di S. Cassiano non è visibile in affioramento. Il limite superiore con la Formazione di Dürrenstein corrisponde ad una superficie di incarsimento presente al tetto della Dolomia Cassiana 2 (non visibile nell'area in studio). Nelle aree a vocazione bacinale, corrispondenti alle pareti delle Crepe di Perosego e dell'Alpe Faloria, lo stesso limite coincide con uno spiccato aumento del materiale detritico carbonatico.

Lo spessore complessivo della Formazione di S. Cassiano nell'area di Cortina potrebbe raggiungere i 350 m, ma esso risulta di difficile determinazione a causa dell'abbondante copertura di prodotti di disfacimento costituiti prevalentemente da limi argillosi ed argille limose.

4.1.2 Formazione di Dürrenstein (Carnico superiore)

I litotipi attribuibili a questa formazione sono costituiti da depositi di piattaforma peritidale terrigeno-carbonatica. I caratteri stratigrafici e i rapporti con le unità sotto- e soprastanti possono essere ben osservati al Rifugio Dibona e nella sezione di Col di Bos, poco ad ovest della zona studiata. Nella parte inferiore si osservano le tipiche dolomie stromatolitiche che poggiano in *onlap* sulla scarpata della piattaforma cassiana. Verso l'alto segue una successione di arenarie fini, siltiti e calcari siltosi con frequenti intercalazioni pelitiche che si chiude con un banco di calcari dolomitici e dolomie, anche oolitiche, sopra cui si rinvengono le rocce tipiche della sovrastante Formazione di Raibl. Gli ultimi strati di dolomia contengono frequenti resti fossili (Megalodontidi). Nell'area studiata porzioni di tale successione, appartenenti ad unità tettoniche differenti, si possono osservare lungo le paretine che sovrastano la zona di Maiorera, a valle della Cantoniera di Vervéi, lungo la dorsale rocciosa di Belvedere, lungo le Crepe di Perosego-Federa e alla base dell'Alpe Faloria.

I limiti inferiore e superiore sono netti rispettivamente con la Formazione di S. Cassiano e con la Formazione di Raibl; lo spessore è variabile ed è compreso tra 70 e 150 metri.

4.1.3 Formazione di Raibl (Carnico superiore)

I litotipi prevalenti sono peliti e marne policrome con subordinati calcari e dolomie talvolta cariate, gessi, arenarie fini e conglomerati. Essi danno origine agli evidenti cambi di pendenza visibili lungo le pareti del Gruppo del Pomagagnon, del Col da Varda e dell'Alpe Faloria. La formazione affiora inoltre tra Pomedes, Maiorera e Vervèi, mentre è subaffiorante lungo la dorsale di Belvedere.

Frequenti sono le variazioni di facies che possono essere imputate all'instaurarsi di una tettonica distensiva sinsedimentaria. Spostandosi infatti da sud-ovest (base delle pareti del Gruppo delle Tofane) verso nord-est (base del Gruppo del Cristallo) si riscontra la diminuzione dei litotipi pelitici ed arenacei, l'aumento delle facies carbonatiche e la presenza di numerosi orizzonti a gessi.

Il limite inferiore con la Formazione di Dürrenstein è netto: i sedimenti della Formazione di Raibl poggiano infatti in paraconcordanza sulle calcareniti oolitiche dolomitizzate.

Il limite superiore con la Dolomia Principale è visibile nell'area del Rifugio Son Forca e lungo la parete dell'Alpe Faloria; esso è posto dove i calcari dolomitici e le dolomie bianco-verdastre o rosate intercalati a peliti grigio-verdi o nere vengono sostituiti da dolomie a grana fine di colore bianco sporco, che passano a dolomie bianche stromatolitiche a carattere ciclico già appartenenti alla formazione sovrastante. Talvolta il limite può essere caratterizzato dalla presenza di livelli a brecce intraformazionali come si può osservare sulla parete dell'Alpe Faloria e lungo il sentiero che porta al Rifugio Vandelli, poco fuori dell'area studiata.

Alla Formazione di Raibl è attribuita una età carnica superiore; il suo spessore si aggira sui 100 metri.

4.1.4 Dolomia Principale (Carnico superiore - ?Retico *p.p.*)

La Dolomia Principale costituisce le pareti subverticali dei principali gruppi montuosi che circondano la conca di Cortina d'Ampezzo.

Si tratta di dolomie cicliche da supra- a subtidali deposte in ambiente di piana tidale carbonatica (Bosellini, 1967; Bosellini & Hardie, 1985). Abbondanti sono i resti fossili di grandi molluschi (Megalodonti e Dicerocardi).

Il limite inferiore con la Formazione di Raibl è stato già analizzato, mentre superiormente la Dolomia Principale ha un limite netto con il Calcare di Dachstein. Il suo spessore si aggira intorno a 1000 m; data la scarsità

di fossili cronologicamente significativi, la determinazione della sua età è incerta: essa può essere compresa tra la parte terminale del Carnico e la parte basale del Retico.

4.1.5 Calcare di Dachstein (Retico)

I litotipi calcarei appartenenti a questa formazione affiorano nei dintorni del Rifugio Tondi di Faloria e lungo la fascia sommitale di Ra Cesta di Tofana. La formazione è costituita da calcari bioclastici a frammenti di molluschi ed echinodermi e subordinatamente da brecce calcaree. Nelle parti stratigraficamente più alte, sulle superfici di strato dei calcari bioclastici, sono presenti resti di Megalodontidi e Dicerocardidi con dimensioni anche superiori ai 15 cm. Gli strati presentano uno spessore di circa 50-70 cm e sono frequentemente amalgamati in pacchi plurimetrici.

Il limite inferiore con la Dolomia Principale è netto e coincide con il passaggio litologico tra dolomie e calcari. Ove accessibile tale passaggio è caratterizzato dalla presenza di brecce intraformazionali.

Il limite con i sovrastanti Calcari Grigi, affioranti fuori dall'area cartografata, può essere posto laddove lo spessore degli strati si riduce visibilmente mentre aumentano le intercalazioni marnose e scompaiono i grossi bivalvi.

4.2 Inquadramento tettonico e analisi dei principali elementi strutturali

L'area di Cortina d'Ampezzo è caratterizzata dalla presenza di elementi tettonici riferibili a fasi deformative alpine di età terziaria, anche se le variazioni di spessore e di facies, testimoniano una attiva paleotettonica tardo-triassica e giurassica. Data l'importanza che l'assetto tettonico recente assume nell'evoluzione del paesaggio, viene di seguito presentata una breve descrizione delle principali strutture ascrivibili alle due fasi deformative terziarie.

La fase più antica è caratterizzata da geometrie che vengono suturate dal Conglomerato di M. Parei (Cattiano-Acquitaniano). Tali elementi possono essere riferiti alla strutturazione mesoalpina collegata all'avanzamento del fronte della Catena Dinarica (Doglioni, 1987; Doglioni & Bosellini, 1987; Siorpaes, 1990) oppure possono essere inquadrati come associazioni neoalpine precoci degli eventi del Cattiano-Miocene inferiore, senza escludere eredità di strutture dinariche antecedenti (Castellarin *et al.*, 1992). Essi sono costituiti da prevalenti sovrascorrimenti W- e SW-vergenti che si manifestano con spettacolarità nei "sovrascorrimenti di vetta" (es.: il *klippe* di Tofana III). Anche lungo il fondovalle della conca di Cortina è presente uno scorrimento W-vergente che porta la successione stratigrafica del M. Pomagagnon e dell'Alpe Faloria a sovrascorrere, almeno in parte, su quella delle Tofane III e II, di Pocol e delle Rocchette. Ai sovrascorrimenti di questa fase si associano anche pieghe, sempre W-vergenti, e faglie trascorrenti coniugate con direzioni preferenziali NNE-SSW e E-W.

Tali strutture vengono implicate e riprese nella successiva fase "Valsuganese", che presenta pieghe E-W ad ampio raggio e scorrimenti S-vergenti, a cui si associano fratture e faglie con orientamento NW-SE e NNE-SSW (Doglioni, 1987; Castellarin *et al.*, 1992). A scala regionale la struttura più importante di questa fase è la Linea della Valsugana-Pieve di Cadore, un *thrust* S-vergente che limita a meridione la regione dolomitica. Nella zona di Cortina a questa fase tettonica possono essere riferite la Linea del Falzarego e la Linea della Valparola (Bosellini *et al.*, 1982), nel settore sud-occidentale, e la Linea del Passo di S. Antonio (Leonardi, 1967) nel settore nord-orientale.

La Linea del Falzarego e la Linea della Valparola ad essa associata sono ben visibili in corrispondenza dei due passi omonimi, dove delimitano una scaglia tettonica, mentre, spostandosi verso la conca di Cortina, esse vengono mascherate dagli abbondanti depositi quaternari. E' possibile che, lungo il versante destro della valle d'Ampezzo, si riuniscano in un'unica struttura che porta a sovrascorrere la successione S. Cassiano-Dolomia Principale delle Tofane sulla successione Dolomia Cassiana-Formazione di Raibl, fagliata e progressivamente ribassata verso NW, affiorante tra il rilievo di Vervèi-Pocol e la dorsale di Belvedere. Il rilevante spessore della Formazione di S. Cassiano sarebbe in tal modo legato ad un parziale raddoppio tettonico.

La Linea del Passo di S. Antonio affiora invece nella zona di Son Forca-Passo Tre Croci. In questo tratto essa è costituita da più piani di scorrimento che triplicano la successione Formazione di Raibl-Dolomia Principale p.p. e che determinano una notevole cataclasi nelle dolomie.

Durante questa fase tettonica è probabile che il sovrascorrimento W-vergente, esistente lungo la valle di Cortina, venga ripreso come faglia di svincolo anche se l'abbondante copertura quaternaria non permette osservazioni dirette sui caratteri del movimento. Essa viene inoltre ipotizzata attiva anche durante il Plio-Quaternario come trascorrente destra (Linea di Cortina in Castaldini & Panizza, 1991). A queste strutture maggiori si associano clivaggio per frattura nei litotipi incompetenti e intensa cataclasi nei termini più fragili. La fase tettonica neogenica (Serravalliano-Tortoniano in Castellarin *et al.*, 1992) genera inoltre, sia nell'area delle Tofane che in quella dell'Alpe Faloria, faglie di minore entità a prevalente carattere trascorrente che dislocano i limiti delle formazioni litostratigrafiche.

5. DEPOSITI QUATERNARI

I depositi quaternari della conca di Cortina d'Ampezzo sono in prevalenza riconducibili ad accumuli di frana, alcuni dei quali di notevoli dimensioni. Movimenti franosi, con tipologia e ricorrenza diverse, hanno interessato la valle a partire dal Tardiglaciale (Panizza & Zardini, 1986; Panizza, 1990a; Panizza *et al.*, 1996b). Tali movimenti sono strettamente connessi alla struttura geologica e all'assetto tettonico della zona. Infatti l'alternanza di litotipi a comportamento prevalentemente plastico con quelli a comportamento rigido, unitamente all'intensa fratturazione di origine tettonica lungo linee preferenziali, ha condizionato in maniera determinante la diffusione di frane e lo sviluppo di particolari tipologie di dissesto quali le deformazioni gravitative profonde di

versante (Menotti *et al.*, 1990; Soldati & Pasuto, 1991; Dramis & Sorriso-Valvo, 1994). Sembra tuttavia che anche le variazioni climatiche oloceniche abbiano giocato un ruolo non trascurabile nell'attivazione di eventi gravitativi in determinati periodi (Panizza *et al.*, 1996a).

I depositi quaternari di origine non gravitativa sono costituiti da depositi fluviali e lacustri nella maggior parte dei casi direttamente correlabili agli eventi franosi, nonché da ridotti lembi di depositi morenici tardiglaciali e stadiali.

Con riferimento alla situazione geomorfologica sopradescritta, è emersa l'esigenza di raggruppare i depositi di frana e quelli ad essi direttamente collegati, in modo da consentire una più immediata interpretazione evolutiva. A tal fine sono state definite ed utilizzate le "Unità di frana" che risultano affini alle unità di paesaggio proposte da Kienholz (1984) per la valutazione della pericolosità da frana.

Per "Unità di frana" si intende l'associazione di più depositi, prevalentemente di frana, che interessano un tratto ben definito di versante. L'unità di frana viene definita e individuata in considerazione dei seguenti aspetti:

– è costituita da depositi di frana strettamente correlati tra loro nello spazio e nel tempo. Può trattarsi, ad esempio, di un corpo di frana principale e di successive riattivazioni che possono interessare porzioni diverse dell'accumulo e/o del coronamento;

– risulta spesso contraddistinta da una zona di distacco e da un'area di accumulo spazialmente ben correlabili tra loro, il che si riflette anche sulla litologia prevalente all'interno dell'unità stessa;

– ai depositi di origine gravitativa possono essere associati depositi di altra natura quali ad esempio depositi lacustri e/o alluvionali, legati a sbarramenti vallivi o a depressioni presenti lungo i versanti;

– i depositi detritici di versante (coni e falde di detrito) che si trovano alla base delle scarpate di frana principali vengono inclusi nell'unità in quanto geneticamente legati ai fenomeni franosi considerati;

– la morfologia dei depositi appartenenti all'unità di frana mostra, in genere, una stretta relazione con la tipologia di movimento prevalente.

La suddivisione delle unità di frana individuate nella zona di Cortina d'Ampezzo è riportata nelle Figure 2 e 3. Nella tavola fuori testo ad ogni unità è stato attribuito un colore e la genesi dei depositi che la costituiscono è stata distinta con sovrassegni. Per quanto riguarda la rappresentazione delle frane, si è ritenuto opportuno distinguere le diverse tipologie di movimento (secondo Varnes, 1978 e Cruden & Varnes, 1996) e il loro grado di attività. Si precisa che la definizione della tipologia dei movimenti franosi è stata aggiornata rispetto ai lavori precedenti (Panizza, 1990a; Panizza *et al.*, 1996a; 1996b) alla luce delle nuove conoscenze acquisite. In alcuni casi sono stati utilizzati toponimi tratti dalla Carta Tecnica Regionale, non esistendone di significativi nella cartografia I.G.M.I. alla scala 1: 25.000, impiegata per la stesura dell'elaborato finale.

5.1 Depositi glaciali

Depositi glaciali si rinvengono soltanto in due limitati affioramenti.

Il primo si trova ad ovest di Pocol in corrispondenza di un dosso che si estende con direzione ovest-est dal km 114 della S.S. 48 (1700 m) all'Albergo Tofana (1540 m), con la sola interruzione dovuta ad un movimento franoso che scende verso il Rio Costeana (cfr. Unità di Pomedes). In questo caso i depositi glaciali poggiano sulla Formazione di Dürrenstein e il contatto è visibile poco a valle della S.S. 48, all'altezza della Cantoniera di Vervèi. Dal punto di vista litologico si tratta di materiale eterogeneo, costituito da ciottoli ben arrotondati immersi in una matrice sabbioso-limosa. Il deposito rappresenta probabilmente un cordone morenico laterale del ghiacciaio che occupava la valle del Rio Costeana nel Tardiglaciale.

Il secondo affioramento è stato rinvenuto in corrispondenza della dorsale boscata (a circa 1400 m s.l.m.) che si ritrova nei prati di Sabrite a valle dei Laghi Ghedina. Anche in questo caso il substrato è costituito dalle rocce della Formazione di Dürrenstein ma non è possibile osservare direttamente il contatto. Il deposito è rappresentato da blocchi di dimensioni decimetriche e ciottoli di natura dolomitica e calcarea immersi in una matrice sabbioso-limosa. Esso è già stato cartografato da Castiglioni (1964) anche se con uno sviluppo maggiore. Lo stesso Autore segnala alcuni archetti morenici sul versante sud-orientale di Col Drusciè che sono stati invece qui interpretati come depositi di frana.

L'esiguità dei depositi glaciali presenti all'interno della conca di Cortina d'Ampezzo è dovuta all'intensa dinamica gravitativa che ha interessato i versanti a partire dal post-glaciale. I due affioramenti sopra descritti si trovano, infatti, in prossimità di dossi rocciosi che li hanno, almeno parzialmente, preservati dall'erosione.

Risulta difficile alla luce delle conoscenze attuali correlare i depositi rinvenuti con ben determinate fasi glaciali, anche per la generale scarsità di tali depositi nell'area.

5.2 Unità di Pomagagnon

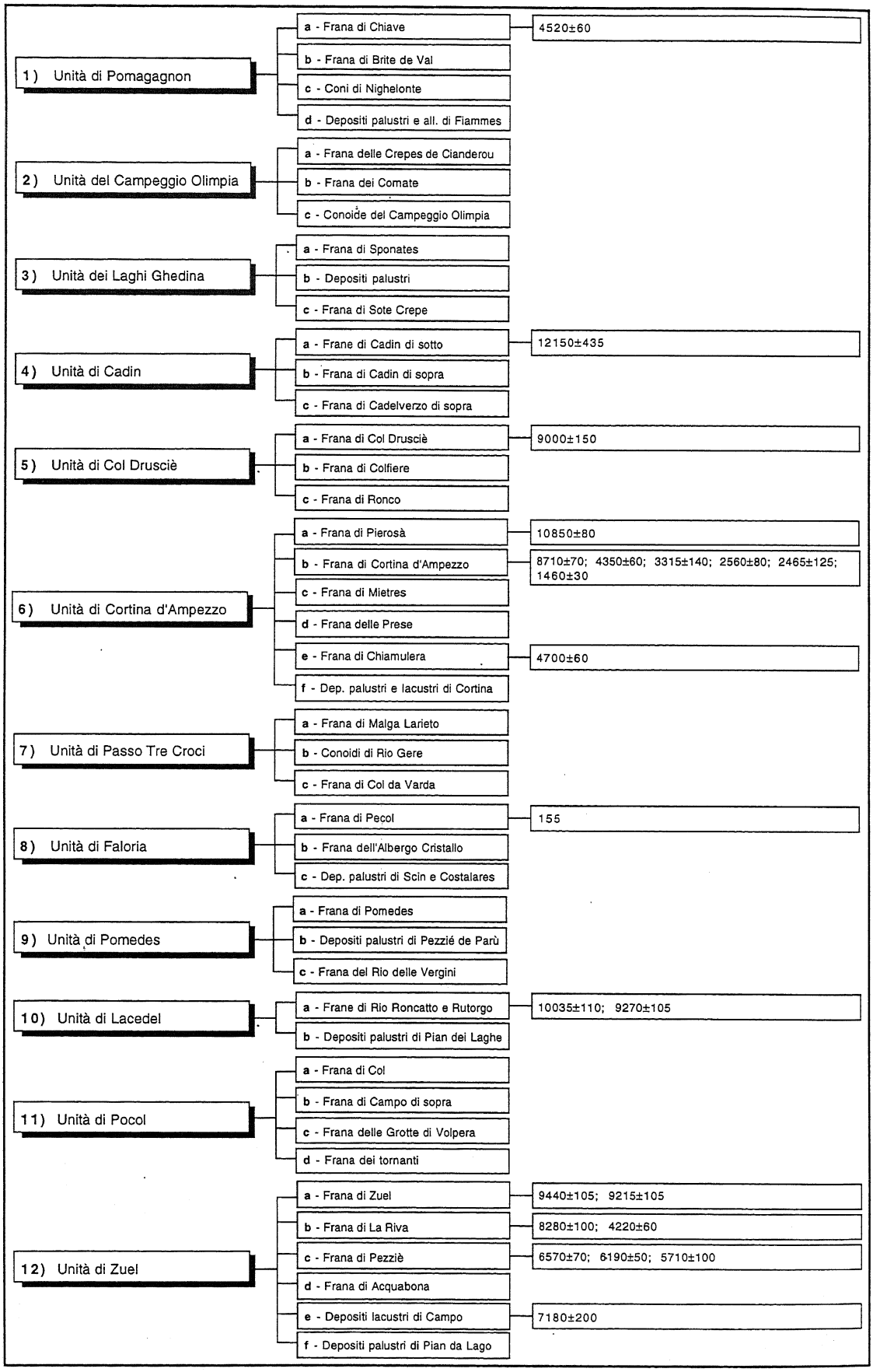
L'Unità di Pomagagnon è situata nel settore settentrionale dell'area di studio in sinistra idrografica del Torrente Boite sul versante sud-occidentale del M. Pomagagnon.

All'interno dell'unità è compresa la S.S. 51 che, in occasione di eventi meteorici intensi, è spesso interrotta da fenomeni di *debris flow.* Questo tipo di processo ha permesso l'edificazione di potenti conoidi detritiche che, unitamente ad eventi franosi provenienti dal versante opposto, hanno sbarrato la valle dando luogo all'estesa piana lacustre di Fiammes.

All'interno dell'Unità di Pomagagnon sono stati distinti i depositi di seguito descritti.

Frana di Chiave

Si tratta del più antico accumulo presente nell'unità; esso deriva da un movimento franoso che ha interessato una cospicua porzione di parete rocciosa del M. Pomagagnon. Questo deposito corrisponde in gran parte alla "frana di Ronche" secondo Panizza (1990a). Un reperto arboreo rinvenuto all'interno del corpo di frana nei pressi del centro abitato di Chiave ha fornito un'età di 4520±60 anni B.P. (Beta-74802). Parte di questo accumulo è stato ripreso da movimenti successivi che hanno dato luogo al piccolo dosso su cui sorge ora l'abitato di Chiave, a monte del quale è visibile la scarpata di distacco.


1) Unità di Pomagagnon
a - Frana di Chiave
4520±60
b - Frana di Brite de Val
c - Coni di Nighelonte
d - Depositi palustri e all. di Fiammes
2) Unità del Campeggio Olimpia
a - Frana delle Crepes de Cianderou
b - Frana dei Comate
c - Conoide del Campeggio Olimpia
3) Unità dei Laghi Ghedina
a - Frana di Sponates
b - Depositi palustri
c - Frana di Sote Crepe
4) Unità di Cadin
a - Frane di Cadin di sotto
12150±435
b - Frana di Cadin di sopra
c - Frana di Cadelverzo di sopra
5) Unità di Col Drusciè
a - Frana di Col Drusciè
9000±150
b - Frana di Colfiere
c - Frana di Ronco
6) Unità di Cortina d'Ampezzo
a - Frana di Pierosà
10850±80
b - Frana di Cortina d'Ampezzo
8710±70; 4350±60; 3315±140; 2560±80; 2465±125; 1460±30
c - Frana di Mietres
d - Frana delle Prese
e - Frana di Chiamulera
4700±60
f - Dep. palustri e lacustri di Cortina
7) Unità di Passo Tre Croci
a - Frana di Malga Larieto
b - Conoidi di Rio Gere
c - Frana di Col da Varda
8) Unità di Faloria
a - Frana di Pecol
155
b - Frana dell'Albergo Cristallo
c - Dep. palustri di Scin e Costalares
9) Unità di Pomedes
a - Frana di Pomedes
b - Depositi palustri di Pezzié de Parù
c - Frana del Rio delle Vergini
10) Unità di Lacedel
a - Frane di Rio Roncatto e Rutorgo
10035±110; 9270±105
b - Depositi palustri di Pian dei Laghe
11) Unità di Pocol
a - Frana di Col
b - Frana di Campo di sopra
c - Frana delle Grotte di Volpera
d - Frana dei tornanti
12) Unità di Zuel
a - Frana di Zuel
9440±105; 9215±105
b - Frana di La Riva
8280±100; 4220±60
c - Frana di Pezziè
6570±70; 6190±50; 5710±100
d - Frana di Acquabona
e - Depositi lacustri di Campo
7180±200
f - Depositi palustri di Pian da Lago

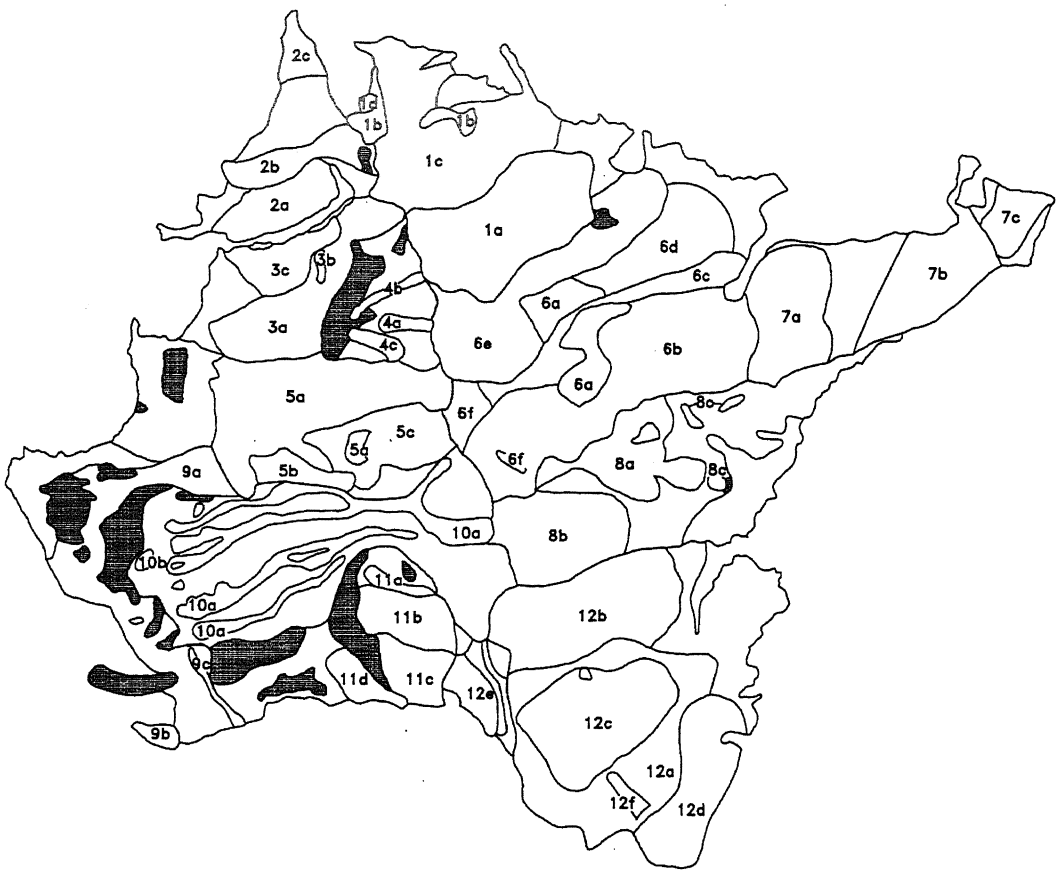


Fig. 3 - Ubicazione delle Unità di frana e dei relativi depositi. La numerazione fa riferimento alla Fig. 2. In grigio sono indicati depositi pre-quaternari e depositi glaciali.

Location of Landslide units and their deposits. Numbers refer to Fig. 2. Pre-Quaternary deposits and glacial deposits are shown in grey.

Frana di Brite de Val

Si tratta dell'accumulo di una frana di crollo la cui nicchia è stata individuata al di sotto del Campanile Dimai. I depositi sono prevalentemente costituiti da blocchi di Dolomia Principale, talora di notevoli dimensioni, disposti in maniera caotica. La frana è formata da due lembi, già colonizzati dalla vegetazione, che potrebbero essere ricondotti ad un unico evento. Essi rappresentano quindi ciò che rimane dell'originario accumulo che è stato in parte sepolto da depositi detritici più recenti.

Coni di Nighelonte

Si tratta di quattro coni coalescenti edificati soprattutto dai ricorrenti fenomeni di *debris flow* che mobilizzano notevoli volumi di materiale in occasione dei forti temporali estivi. I materiali sono di origine dolomitica con granulometria variabile dai blocchi al limo e provengono per la quasi totalità da stretti canaloni impostati su strutture tettoniche entro i quali si accumulano ingenti quantità di detrito. L'attuale sinuosità del Torrente Boite testimonia che tali *debris flow* hanno più volte deviato il corso d'acqua ostruendone in alcuni casi il deflusso, con conseguente formazione di un invaso lacustre che doveva estendersi, oltre la piana di Fiammes, fino alla chiusa di Podestagno.

Fig. 2 - Schema delle Unità di frana individuate nella conca di Cortina d'Ampezzo.

Sketch of Landslide Units recognised in the area of Cortina d'Ampezzo.

Depositi palustri ed alluvionali di Fiammes

Il settore più settentrionale dell'unità è rappresentato da depositi alluvionali del Torrente Boite, verosimilmente sovrapposti a depositi palustri connessi allo sbarramento del corso d'acqua. Per tale motivo il fondovalle appare molto ampio e piatto. Il materiale alluvionale localmente supera i 15 m di spessore.

5.3 Unità del Campeggio Olimpia

L'unità appartiene al versante occidentale della conca di Cortina d'Ampezzo; si colloca alla base delle pareti delle Tofane ed è delimitata dalle Crepes de Cianderou e dal Torrente Boite. Il substrato è costituito da Dolomia Principale.

Il versante presenta una pendenza piuttosto uniforme; dal punto di vista morfologico l'unità è caratterizzata dal Sas Peròn, un dosso roccioso costituito da Dolomia Principale che è stato interpretato come un deposito di frana proveniente dalle soprastanti Crepes de Cianderou, e dal conoide che si trova a monte del Campeggio Olimpia. Sono stati inoltre individuati due accumuli di frana.

Frana delle Crepes de Cianderou

Si tratta di un crollo il cui accumulo si presenta ormai completamente boscato e mostra, nella sua parte mediana, un vistoso rigonfiamento, mentre più in alto si riscontra una marcata contropendenza. La superficie è disseminata di blocchi di Dolomia Principale, anche di notevoli dimensioni.

Frana dei Comate

Si tratta di depositi legati ad un movimento franoso che, sulla base di considerazioni geometriche, si ritiene più recente della frana sopra descritta. Data la pezzatura del materiale che costituisce la parte inferiore dell'accumulo e vista la distribuzione a ventaglio in prossimità del fondovalle, dovrebbe trattarsi di un fenomeno di *rock avalanche*. Questo, pur causando una deviazione del Torrente Boite, sembra non essere stato determinante nella genesi dei depositi lacustri presenti immediatamente a monte.

Conoide del Campeggio Olimpia

Il conoide è situato alla base di uno stretto e ripido canalone e rappresenta l'effetto di una serie di fenomeni valanghivi e di *debris flow* che interessano tuttora questo tratto di versante.

La restante parte dell'unità è costituita da detrito di falda derivante dalla disgregazione delle pareti di Dolomia Principale interessate da un'intensa fratturazione.

5.4 Unità dei Laghi Ghedina

L'unità è situata alle pendici orientali del Gruppo delle Tofane ed è delimitata dalle Crepes de Cianderou, dal Torrente Boite e dalla dorsale rocciosa del Belvedere. Dal punto di vista morfologico è caratterizzata da due vistosi rilievi presenti a monte del Lago Ghedina e da estese falde detritiche poste ai piedi delle pareti rocciose costituite da Dolomia Principale.

La dorsale rocciosa del Belvedere ha condizionato la distribuzione del materiale di frana che è stato deviato ed incanalato tra questo rilievo e le Crepes de Cianderou.

L'unità è costituita dai seguenti depositi.

Frana di Sponates

Costituisce il deposito più antico dell'unità; essa sembra infatti riconducibile al periodo immediatamente post-glaciale per analogie morfologiche con l'attigua Frana di Col Drusciè (cfr. Unita di Col Drusciè). Si tratta di un fenomeno complesso il cui accumulo si è arrestato a ridosso della dorsale del Belvedere, dando luogo ad una particolare morfologia che, oltre a due rilievi isolati (individuati dalle quote 1713 m e 1584 m), mostra una serie di depressioni allungate in direzione N-S che ospitano il lago Ghedina ed alcuni depositi lacustri. L'accumulo è stato in seguito parzialmente rimobilizzato nel settore settentrionale in corrispondenza del substrato costituito dalla Formazione di Raibl. Tale evento ha convogliato il materiale di frana fino all'alveo del Torrente Boite.

Rispetto a quanto riportato in Panizza (1990a), il dosso di Sponates viene distinto e separato dalla frana di Col Drusciè, in quanto si ritiene che si tratti di due eventi diversi e provenienti da zone di alimentazione differenti.

Depositi palustri

All'interno del corpo di frana di Sponates sono presenti depositi palustri che occupano la depressione posta subito a monte del rilievo del Belvedere. Una parte dell'area è ancora oggi interessata da un piccolo invaso mantenuto artificialmente (lago Ghedina), mentre per il resto la depressione è ormai completamente drenata.

Frane di Sote Crepe

Si tratta di due frane di crollo staccatesi dalle pareti delle Crepes de Cianderou, che sono andate a depositarsi in parte sopra a falde detritiche e in parte sopra ai depositi descritti in precedenza. Il materiale è anche in questo caso di natura dolomitica e la pezzatura varia da alcuni decimetri cubi al metro cubo. A monte di questi depositi sono presenti lembi di falda detritica.

5.5 Unità di Cadin

L'Unità di Cadin si estende dagli affioramenti che costituiscono la dorsale del Belvedere fino al Torrente Boite. Nella zona più prossima al fondovalle si sviluppano fenomeni franosi legati prevalentemente all'azione erosiva del torrente, mentre nella parte più elevata si osservano distacchi di roccia dalle scarpate costituite dalla Formazione di Dürrenstein. Un aspetto caratteristico di quest'area è il susseguirsi di vallecole parallele tra di loro e pressoché perpendicolari al Torrente Boite, all'interno delle quali si riconoscono anche depositi non attivi di *debris flow* canalizzati (di dimensioni non cartografabili).

Al di sotto della copertura prativa, che si estende tra Cadin di Sotto e Cadelverzo, il substrato roccioso è rappresentato dalla Formazione di S. Cassiano mentre tra Cadin di Sotto, Cadin di Sopra e il letto del Torrente Boite il substrato può essere riferito ad una successione subaffiorante costituita dalla Formazione di Dürrenstein e dalla Formazione di Raibl.

Nell'unità sono stati individuati tre corpi di frana che costituiscono parziali riattivazioni di un antico accumulo datato 12150±435 anni B.P. (GX-16117) sulla base di un reperto arboreo rinvenuto in un deposito lacustre nei pressi di Cadin di Sotto. Questo fenomeno rappresenta l'evento gravitativo più antico finora conosciuto nella zona di Cortina d'Ampezzo (Panizza *et al.*, 1996b). I limiti di questo antico movimento non sono attualmente individuabili con certezza a causa dei ricorrenti dissesti che hanno interessato questo tratto di versante.

Frane di Cadin di Sotto

Si tratta di colate di terra che interessano la coltre di alterazione della Formazione di S. Cassiano, peraltro già coinvolta nel franamento datato. Il movimento è stato innescato dall'erosione al piede operata dal Torrente Boite. Sensibili movimenti si sono verificati in concomitanza della disastrosa alluvione del 1966. Il fenomeno franoso interessa alcune strade e marginalmente un'abitazione.

Frana di Cadin di Sopra

Si tratta anche in questo caso di una colata di terra che si è incanalata lungo un impluvio fino ad arrivare al Torrente Boite. L'attività erosiva di quest'ultimo fa sì che il materiale della colata venga continuamente eroso e trasportato a valle.

Frana di Cadelverzo di Sopra

E' rappresentata dall'accumulo di materiale derivante da fenomeni di *debris flow* che si sono incanalati nella vallecola presente a monte dell'abitato. Il materiale coinvolto è costituito da clasti dolomitici, anche di notevoli dimensioni, immersi in una matrice più fine composta sia da materiale dolomitico che argilloso. Tali depositi non sono quasi mai visibili in superficie, ma solo in corrispondenza di scarpate o scassi.

5.6 Unità di Col Drusciè

L'Unità di Col Drusciè è in gran parte costituita dall'accumulo di uno dei più rilevanti movimenti di massa

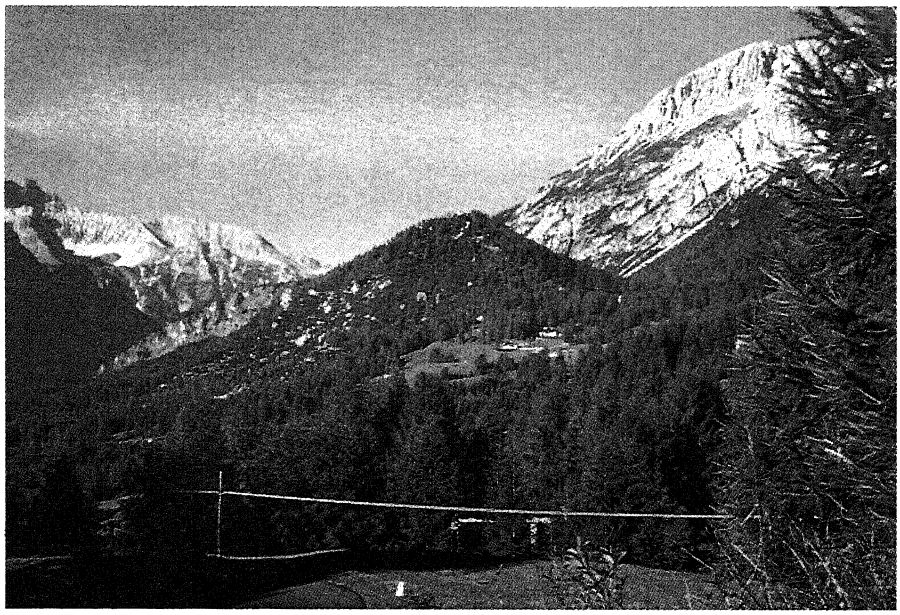


Fig. 4 - Accumulo di frana di Col Drusciè. Sulla destra è visibile la zona di distacco della frana di Colfiere (Unità di Col Drusciè) *(foto M. Soldati, 1993).*

Accumulation of Col Drusciè landslide. On the right the detachment area of the Colfiere landslide is visible (Col Drusciè Unit) (photo M. Soldati, 1993).

che si siano mai verificati nella conca di Cortina d'Ampezzo. Si estende dalle pendici della Tofana di Mezzo fino al Torrente Boite.

L'elemento morfologico principale è costituito dal Col Drusciè (Fig. 4), un rilievo isolato che raggiunge la quota di 1779 m e si eleva per circa 150 m rispetto alla depressione (Val Drusciè) che si trova subito a monte. Questa depressione, allungata in direzione nord-sud, è riempita di detrito ed è caratterizzata da un fondo piatto che, data l'elevata permeabilità dell'accumulo, non presenta indizi di circolazione idrica superficiale.

I materiali appartenenti a tale unità sono costituiti da clasti di Dolomia Principale e, subordinatamente, della Formazione di Raibl, della Formazione di Dürrenstein e della Formazione di S. Cassiano.

Nel settore sommitale, ai piedi delle pareti della Tofana, è presente un affioramento di Dolomia Principale che rappresenta un lembo arretrato della massa franata. Date le sue dimensioni e la sua relativa integrità, esso è stato cartografato come affioramento roccioso non in posto.

Nella parte inferiore dell'unità compare la tipica morfologia legata alla presenza della Formazione di S. Cassiano con versanti a debole pendenza interessati prevalentemente da una tipologia di movimenti per colata che ha determinato anche la rielaborazione dell'accumulo della frana principale.

All'interno dell'unità sono stati distinti tre corpi franosi.

Frana di Col Drusciè

Si tratta di una frana di tipo complesso, il cui accumulo costituisce il settore più antico dell'unità (corrisponde in parte alla frana del Col Drusciè secondo Panizza, 1990a) (Fig. 4). Il ritrovamento di un reperto arboreo a circa 15 m di profondità ha permesso di effettuare una datazione radiometrica che assegna al questo fenomeno franoso di tipo complesso un'età minima di 9000±150 anni (Zardini *et al.*, 1984). L'accumulo è costituito da enormi blocchi di Dolomia Principale disposti in maniera caotica, frammisti a detriti poligenici. La zona di distacco è stata individuata in corrispondenza del Dòss de Tofana.

Frana di Colfiere

Rappresenta una riattivazione dell'imponente accumulo postglaciale. Si tratta di un crollo di blocchi che ha interessato il settore sud-orientale della frana di Col Drusciè del quale è ancora ben visibile la scarpata di distacco (Fig. 4). La morfologia è molto accidentata, si rinvengono enormi blocchi di dolomia immersi in una matrice ghiaioso-sabbiosa pure di natura dolomitica.

Frana di Ronco

Anche in questo caso si tratta di materiali appartenenti all'antica frana rimaneggiati però da fenomeni di colata. Le colate, che si intersecano tra loro, hanno preso origine dal versante orientale del Col Drusciè, circa a quota 1475 m. Blocchi di dolomia si rinvengono nel settore a monte, mentre verso valle prevalgono termini argilloso-limosi.

5.7 Unità di Cortina d'Ampezzo

L'Unità di Cortina d'Ampezzo è compresa tra le pareti del M. Pomagagnon, il Torrente Bigontina e il Torrente Boite; comprende gran parte dell'abitato di Cortina d'Ampezzo e le frazioni di Alverà, Staulin e Chiamulera.

Il substrato roccioso è costituito dalla Formazione di S. Cassiano che si trova ad una profondità superiore a 80 m. Infatti sondaggi effettuati nella zona di Staulin fino a tale profondità non ne hanno rilevato la presenza.

L'elemento morfologico principale è il rilievo di Pierosà che costituisce un lembo relitto di un'antica frana post-glaciale. Esso si eleva di circa 100 m rispetto ai terreni circostanti, caratterizzati da una superficie ondulata e a tratti spiccatamente gibbosa. Tale rilievo divide due aree interessate da movimenti con direzione diversa: la zona di Staulin, degradante verso il Torrente Bigontina (Fig. 5) e la zona di Maiòn con movimento verso il Torrente Boite.

I materiali che costituiscono l'unità sono rappresentati sia da depositi legati a movimenti franosi che hanno interessato la Formazione di S. Cassiano e le soprastanti dolomie sia da spesse coltri detritiche, in gran parte ancora attive, ubicate ai piedi delle pareti dolomitiche. Nella parte inferiore sono presenti depositi lacustri e/o palustri correlabili con gli accumuli di frana.

Frana di Pierosà

L'accumulo è caratterizzato dalla presenza di blocchi di dimensioni fino ad alcune decine di metri cubi di Dolomia Cassiana e Dolomia Principale immersi in una matrice argilloso-

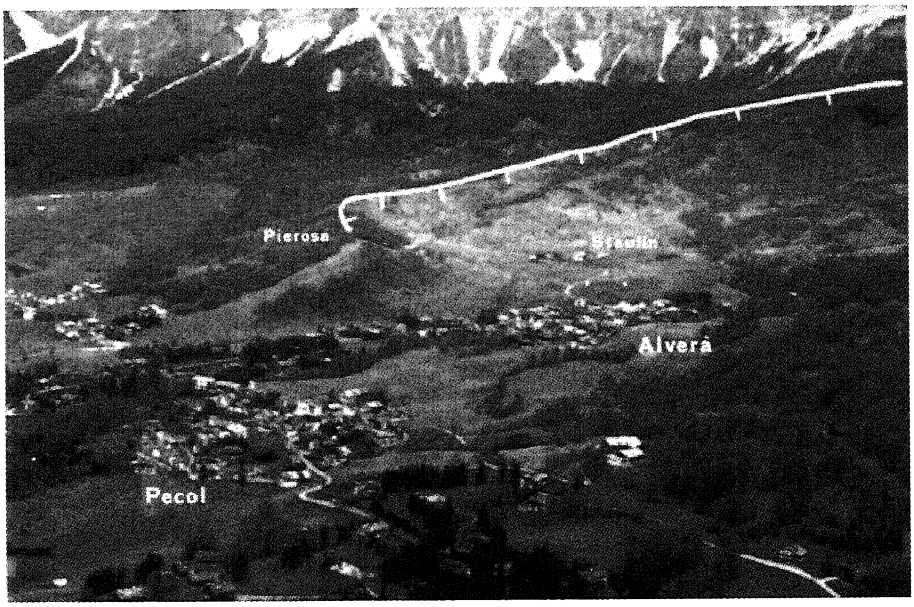


Fig. 5 - Parte dell'Unità di Cortina d'Ampezzo con il rilievo di Pierosà al centro ed una depressione in corrispondenza dell'abitato di Staulin. E' evidenziato il coronamento principale della frana di Cortina d'Ampezzo *(foto S. Silvano, 1993).*

Portion of the Cortina d'Ampezzo Unit including the Pierosà hill in the centre and a depression where the village of Staulin is located. The crown of the Cortina d'Ampezzo landslide is outlined (photo S. Silvano, 1993).

limosa costituita dai prodotti di disfacimento della Formazione di S. Cassiano. Si può ritenere che questo deposito rappresenti un lembo relitto di una grande frana di tipo complesso, distaccatasi dalla cresta Punta Erbing-Crepe di Zumelles-Garolles (Pomagagnon). Parte dell'accumulo è stato in seguito rimobilizzato da fenomeni di colata (Fig. 5). Il ritrovamento di un tronco a circa 4-5 m di profondità in località Grava di Sotto, ha permesso di datare questo evento a 10850±80 anni B.P. (Beta-63341). Misure topografiche di precisione condotte negli ultimi anni dimostrano che il rilievo di Pierosà è in movimento verso sud di circa 0.5 cm/anno.

Frana di Cortina d'Ampezzo

Si tratta del più esteso corpo franoso dell'unità. Ha coinvolto il settore orientale dell'accumulo di Pierosà in lenti movimenti di colata, che hanno originato il deposito, in forma di conoide, su cui è sorto l'abitato di Cortina d'Ampezzo. Associati a questo sono stati rinvenuti depositi lacustri derivanti dallo sbarramento del Torrente Boite nella zona del Palazzo del Ghiaccio e depositi palustri in corrispondenza del Largo delle Poste.

I materiali dell'accumulo sono costituiti da prevalenti argille e argille limose di colore grigio inglobanti enormi blocchi di Dolomia Principale e frequenti lenti di materiale organico. Questi depositi, ormai stabilizzati, corrispondono solo in parte alla "frana del Begontina" così come cartografata da Panizza & Zardini (1986). L'evento più antico finora datato ha fornito un'età di 8710±70 anni (Beta-83624); il campione di torba datato è stato rinvenuto a circa 23 m di profondità in un sondaggio effettuato nei pressi dell'abitato di Staulin. Una riattivazione è stata datata a 4350±60 anni B.P. (Beta-6338) grazie ad un campione di legno rinvenuto ad alcuni metri di profondità a sud di Verocai (Cianderies). Ulteriori movimenti risalgono a 3315±140 (GX-17699), 2560±80 (Beta-83623) e 2465±125 anni B.P. (GX-17698), come testimoniano le datazioni di materiale organico rinvenuto a varie profondità in fori di sondaggio situati in prossimità di Staulin. Un'altra datazione radiometrica effettuata su un tronco ritrovato a 7 m di profondità nel centro di Cortina ha consentito di datare un evento a 1460±30 anni B.P. (Coccolini *et al.*, 1985).

Attualmente due settori della Frana di Cortina d' Ampezzo risultano attivi in corrispondenza degli abitati di Staulin e Alverà (Fig. 5) (Gasparetto *et al.*, 1994; Panizza *et al.*, 1996b). Si tratta di due colate di terra che si sviluppano rispettivamente da quota 1700 e 1500 m fino a quota 1300 m interessando aree di circa 40 e 10 ettari. Nel 1935 entrambi i villaggi furono inseriti tra i centri abitati da trasferire.

Alcuni sondaggi geognostici hanno consentito di individuare due superfici di movimento, a profondità di circa 25 m e 8 m, per quanto riguarda la frana di Staulin, e 23 m e 5 m, per la frana di Alverà (Deganutti & Gasparetto, 1991; Gasparetto *et al.*, 1994; 1996; Angeli *et al.*, 1996).

Frana di Mietres

Si tratta di una colata che nella parte mediana si incanala in uno stretto impluvio tra i dossi del Rif. Col Tondo e di Pierosà e che nella parte inferiore è stata alimentata anche da materiale proveniente dalla degradazione dell'accumulo di Pierosà.

Frana delle Prese

Si tratta di una colata che si origina da una grande nicchia posta alla base delle falde detritiche delle Crepe di Zumelles. Presenta alcuni settori attivi in particolare in prossimità della testata, legati alla presenza di numerose sorgenti.

Frana di Chiamulera

È costituita da un accumulo di materiale mobilizzatosi in prevalenza per colata immediatamente al di sotto della scarpata principale che caratterizza l'unità. Il materiale coinvolto è analogo a quello costituente la Frana di Cortina d'Ampezzo; anche in questo caso si tratta di un movimento successivo all'originaria Frana di Pierosà; infatti da datazioni effettuate su reperti arborei rinvenuti in località Maion, è stata ottenuta un'età di 4700±60 anni B.P. (Beta-63339) (Panizza *et al.*, 1996b). E' comunque verosimile che si siano verificate successive riattivazioni; nella parte più elevata sono tuttora presenti indizi di movimento.

5.8 Unità di Passo Tre Croci

Questa unità è compresa tra gli affioramenti rocciosi che si estendono da Peròsego a Col da Varda e il Torrente Bigontina. Dal punto di vista morfologico il tratto di versante considerato si presenta abbastanza rettilineo e regolarmente pendente verso il corso d'acqua. In certi tratti i depositi quaternari appaiono di spessore esiguo e sono rappresentati unicamente da falde detritiche che ricoprono la roccia subaffiorante.

All'interno dell'unità sono stati distinti i seguenti depositi.

Frana di Malga Larieto

L'accumulo è costituito da enormi blocchi di dolomia immersi caoticamente in una matrice argilloso-limosa. In questo settore non si riscontrano attualmente evidenti indizi di movimento. La nicchia presente nella parte inferiore è invece riferibile ad una riattivazione recente per fenomeni di colata. In quest'ultimo settore sono evidenti gli effetti del movimento, soprattutto lungo la strada statale, in prossimità del bivio per Malga Larieto.

Conoidi di Rio Gere

Si tratta di depositi ghiaiosi, derivanti prevalentemente da fenomeni di trasporto in massa, che costituiscono due grandi conoidi coalescenti di cui il più attivo risulta quello del Rio Gere. L'abbondante disponibilità di detrito, che ha consentito l'edificazione di questo deposito, è legata alla presenza di importanti discontinuità tettoniche che interessano le testate dei bacini di alimentazione. Il trasporto a valle del detrito avviene principalmente per fenomeni di *debris flow* e, subordinatamente, per valanga.

Frana di Col da Varda

E' rappresentata da un accumulo di materiali staccatisi dal versante sud-occidentale del Col da Varda. La superficie topografica presenta una morfologia molto articolata con scarpate, contropendenze occupate da ristagni d'acqua e rigonfiamenti. Il materiale coinvolto nel movimento è costituito da massi di Dolomia Principale anche di notevoli dimensioni che si rinvengono numerosi lungo il versante.

5.9 Unità di Faloria

L'unità in questione è situata alla base della parete dell'Alpe Faloria, che chiude la conca di Cortina d'Ampezzo a sud-est ed è compresa tra il Torrente Bigontina e il Torrente Boite.

Il substrato dell'unità è costituito dalla Formazione di S. Cassiano, che affiora localmente in corrispondenza del Lago di Costalares. Sono presenti accumuli di frana di varia tipologia che interessano in prevalenza i materiali di alterazione del substrato, nonché le sovrastanti pareti dolomitiche. Questi franamenti sono testimoniati da versanti molto ondulati in cui affiorano massi dolomitici. Inoltre nelle depressioni che caratterizzano gli accumuli di frana sono presenti depositi palustri.

Alla base delle pareti si rinvengono estese falde detritiche mobilizzate da fenomeni di *debris flow* non canalizzati oppure da colamenti che interessano la sottostante Formazione di S. Cassiano, come avvenuto nell'evento del marzo 1951 (De Thierry, 1954). Localmente si notano le tracce di antichi fenomeni di colata che hanno assunto anche carattere catastrofico come, ad esempio, la frana di Pecol del novembre 1841 (Alverà, senza data).

All'interno dell'unità sono ben distinguibili due corpi franosi.

Frana di Pecol

E' rappresentata da una colata di materiali limoso-argillosi, che nel novembre del 1841 provocò la distruzione di parecchie abitazioni e del ponte sul Torrente Bigontina. Il movimento ebbe inizio il 2 novembre a seguito del collasso di un'ampia porzione di falda detritica all'interno del Lago di Costalares, che in quell'occasione si svuotò quasi completamente. L'acqua, infiltratasi nella sottostante Formazione di S. Cassiano attraverso le numerose fratture, attivò, sei giorni più tardi, la colata che raggiunse l'abitato di Pecol e si incanalò poi nel Torrente Bigontina per arrestarsi in prossimità del cimitero. Nei giorni seguenti, il movimento proseguì in direzione dell'abitato di Alverà e qui si arrestò, il 15 novembre, dopo la comparsa, al piede della massa in movimento, di una scaturigine di notevole portata che drenò l'intero corpo franoso. L'evento sopra descritto costituisce la parziale riattivazione di un più ampio corpo di colata.

Frana dell'Albergo Cristallo

Si tratta di un deposito costituito da blocchi dolomitici immersi in una matrice argillosa. Dal punto di vista morfologico il versante è caratterizzato da una spiccata concavità che indica uno svuotamento ad opera di un fenomeno di colata che ha parzialmente rimobilizzato un accumulo di frana originariamente esteso sull'intera zona ora occupata dall'unità. Sulla base di analogie morfologiche anche l'area del cimitero di Cortina, pur trovandosi in destra idrografica del Torrente Bigontina, è stata considerata parte di questa frana.

Depositi palustri di Scin e Costalares

Si tratta di depositi posti in corrispondenza delle depressioni del Lago di Costalares, del Lago Scin e della pista di *motocross*. Attualmente tali aree presentano stadi evolutivi diversi: infatti nel caso del Lago Scin è ancora oggi presente un invaso seppure ridotto; il Lago di Costalares presenta invece condizioni di palude; infine, la depressione in corrispondenza della pista di *motocross* è colonizzata da vegetazione tipica di aree umide.

5.10 Unità di Pomedes

L'Unità di Pomedes occupa il settore sud-orientale del Gruppo delle Tofane e si estende fino al Rio Costeana. I materiali che la costituiscono sono in prevalenza rappresentati da blocchi di Dolomia Principale, anche di dimensioni rilevanti, disposti in modo caotico; in prossimità del fondovalle tali blocchi sono immersi in una matrice fine argilloso-limosa.

Frana di Pomedes

L'evoluzione dell'Unità di Pomedes è fortemente condizionata da discontinuità strutturali che hanno permesso lo sviluppo, nella parte più elevata, di un *block slide* (Frana di Pomedes) che ha coinvolto enormi blocchi di Dolomia Principale che sono scivolati sulla Formazione di Raibl (Menotti *et al.*, 1990). E' verosimile che lo scivolamento derivi dall'evoluzione di una deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV) che si estende anche a livelli stratigrafici inferiori (zona di Maiorera). Le discontinuità tettoniche, orientate NNW-SSE e E-W, hanno svincolato l'ammasso roccioso dell' area di Pomedes rispetto al corpo principale della Tofana di Mezzo, causandone lo spostamento verso sud. Il limite occidentale della frana può essere quindi posto in coincidenza di una faglia diretta orientata NNW-SSE che si segue dalle Malghe Fedarola a Punta Anna. Nella parte inferiore la frana evolve in colata raggiungendo il Rio Costeana dopo avere intersecato i depositi glaciali descritti in precedenza.

Depositi palustri di Pezzié de Parù

La Frana di Pomedes ha causato lo sbarramento della valle del Rio Costeana dando luogo, nei pressi di Pezzié de Parù, ad un invaso lacustre, ora scomparso, in corrispondenza del quale si rinvengono depositi palustri.

Frana del Rio delle Vergini

Si tratta di una colata di terra il cui coronamento è situato

in corrispondenza di una scarpata poco a monte della strada statale; il materiale di frana si è incanalato lungo la vallecola del rio omonimo.

5.11 Unità di Lacedel

Questa unità è situata sul versante occidentale della conca di Cortina d'Ampezzo ed è compresa tra il Gruppo delle Tofane e il Torrente Boite.

Dal punto di vista morfologico l'unità presenta i caratteri tipici di aree prevalentemente soggette a fenomeni di colata; la superficie topografica mostra una spiccata gibbosità, specialmente nella parte medio-inferiore, mentre nel settore più elevato prevalgono le zone in forte erosione, con ripide scarpate, diffusi ristagni d'acqua e abbondante disponibilità di materiale di degradazione e alterazione della Formazione di S. Cassiano.

Elementi morfologici caratteristici sono i due grandi conoidi, edificati prevalentemente in seguito a processi gravitativi, posti in prossimità del Torrente Boite. Quello più a valle, su cui sorge l'abitato di Mortisa, sembra attualmente quiescente, mentre quello a monte comprende due lingue di colata, di cui una fortemente attiva.

Un sondaggio effettuato in prossimità dell'abitato di Mortisa, in un'area non soggetta attualmente a movimenti, ha permesso di valutare in circa 80 m lo spessore totale del materiale che costituisce l'unità. Durante l'esecuzione del sondaggio sono inoltre stati rinvenuti alcuni reperti arborei a circa 42 m di profondità, i quali hanno fornito un'età di 10035±110 anni (GX-17696). Ciò dimostra che la maggior parte di questi depositi sono stati messi in posto nel periodo immediatamente seguente al ritiro dei ghiacciai e che in seguito l'attività di colata ha interessato solo la parte più superficiale.

All'interno dell'unità sono state riconosciute più colate che sono state raggruppate in due frane soltanto vista la presenza di due aree preferenziali di alimentazione.

Frane di Rio Roncatto e di Rutorgo

Si tratta dei depositi di alcuni corpi di colata, caratterizzati da due aree di alimentazione distinte, che hanno contribuito ad alimentare i due vistosi conoidi che caratterizzano l'unità. I materiali sono costituiti da argille limose inglobanti clasti spigolosi di arenaria e calcarenite.

Il fenomeno più significativo è senza dubbio la colata del Rio Roncatto (Fig. 6) sia perché presenta un notevole sviluppo areale, sia perché mostra un elevato grado di attività, coinvolgendo la S.S. 48 e marginalmente alcune abitazioni. Si tratta di una colata che trae origine da tre scarpate ben differenziate; nella parte mediana sono presenti due lingue che, poco prima dell'apice del conoide, si uniscono per poi separarsi nuovamente. Il movimento assume le maggiori velocità in corrispondenza dello stretto canale posto a monte del conoide.

Sono stati effettuati alcuni sondaggi sulla lingua che mostra il grado di attività più alto. All'interno della zona in movimento è stata rinvenuta una superficie di scorrimento principale a circa 10 m di profondità ed una secondaria a 6 m al di sotto del piano campagna. I movimenti, in questi ultimi anni, hanno raggiunto velocità di circa 2 m all'anno, provocando seri danni a strutture viarie e ad abitazioni. Datazioni effettuate su reperti arborei rinvenuti a circa 22 m di profondità hanno fornito un'età di 9270±105 anni (GX-17697).

La Frana di Rutorgo presenta invece un grado di attività minore; essa infatti non raggiunge attualmente il Torrente Boite arrestandosi poco a monte dell'abitato di Mortisa. Ciò nondimeno questa causa alcuni problemi di stabilità agli impianti sciistici e alla viabilità.

Depositi palustri di Pian dei Laghe

Sono situati nella parte alta dell'unità, all'interno di depressioni dovute alla intensa disarticolazione che ha da sempre caratterizzato questo settore del versante.

5.12 Unità di Pocol

L'unità è rappresentata dai depositi, prevalentemente detritici e di frana, derivanti dalla degradazione dei ripidi versanti in Dolomia Cassiana 2 del rilievo di Pocol, caratterizzato da un sistema di fratture di origine tettonica con direzione prevalente NNE-SSW e NW-SE; l'unità è delimitata a sud dal Rio Costeana.

E' da ritenersi che in un periodo immediatamente post-glaciale l'ammasso roccioso di Pocol sia stato interessato da una serie di fenomeni franosi di tipo complesso, che lo hanno progressivamente smembrato. I materiali coinvolti nelle frane sono costituiti da Dolomia Cassiana 2 e da terreni appartenenti alla Formazione di S. Cassiano.

E' verosimile che i depositi dell'unità in oggetto ricoprano in parte i depositi lacustri di Campo di sotto, che appartengono all'Unità di Zuel.

Frana di Col

Si tratta di una colata in parte ancora attiva, come testimoniano i danni alla sede stradale, la cui nicchia di distacco è stata individuata poco al di sopra della S.S. 48 "delle Dolomiti".

Frana di Campo di Sopra

E' l'accumulo di una frana per crollo distaccatasi dalle pareti orientali di Pocol e successivamente rimobilizzato da uno scivolamento che ha interessato la Formazione di S. Cassiano. Per quanto riguarda la litologia del deposito, si rinvengono elementi dolomitici, di granulometria variabile dai ciottoli ai massi, immersi in terreni argilloso-limosi. Alla base dell'accumulo di frana si trova un conoide alluvionale, sul quale sorge l'abitato di Campo di sopra. Una sezione del conoide osservata in uno scavo ha messo in evidenza una ripetuta alternanza di depositi alluvionali e di depositi lacustri, il che testimonia un'interdigitazione tra l'Unità di Pocol e quella di Zuel.

Frana delle Grotte di Volpera

E' rappresentata da un accumulo di frana in materiale dolomitico distaccatosi dalle pareti della punta meridionale di Pocol. A differenza della Frana di Campo di Sopra, la tipologia prevalente è quella di crollo e la dimensione degli elementi dolomitici è di gran lunga maggiore (fino a varie decine di metri cubi); questo fa sì che le due frane risultino chiaramente distinguibili anche dal punto di vista morfologico. Il materiale dolomitico, dopo il franamento, ha subito un'ulteriore ridistribuzione grazie alla plasticità del substrato.

Frana dei "Tornanti"

Si tratta di un accumulo di frana di scivolamento, ormai non più attivo, la cui area di distacco è stata individuata nella zona dei tornanti della S.S. 48 che salgono a Pocol e che raggiunge il Rio Costeana.

5.13 Unità di Zuel

L'Unità di Zuel è la più meridionale tra le unità indi-



Fig. 6 - La colata di Rio Roncatto che rappresenta il settore più attivo dell'Unità di Lacedel *(foto P. Gasparetto, 1989).*

The Rio Roncatto flow which is the most active sector of the Lacedel Unit (photo P. Gasparetto, 1989).

viduate nella conca di Cortina d'Ampezzo ed è compresa tra l'Alpe Faloria e il Torrente Boite.

Essa presenta una notevole complessità dal punto di vista evolutivo: è caratterizzata da un insieme di depositi derivanti da fenomeni franosi tipologicamente ben differenziati avvenuti in tempi successivi e di cui non sempre è stato possibile individuare i limiti. Tali eventi hanno peraltro determinato una sostanziale modificazione del corso del Torrente Boite. Alcune datazioni radiometriche hanno permesso comunque di ipotizzare la successione degli eventi e ricostruire la dinamica geomorfologica.

Frana di Zuel

E' costituita dall'accumulo di una grande frana complessa, staccatasi dalle pendici del Faloria nel periodo immediatamente post-glaciale, il cui piede doveva estendersi dal Colle di S. Rocco fino all'attuale abitato di Pezziè. La zona di distacco risulta ben visibile ed è rappresentata da un arretramento delle pareti rocciose tra quota 2055 m e quota 2115 m; tale scarpata delimita a sud una porzione di versante tuttora in condizioni di precaria stabilità (Fig. 7). I movimenti, che hanno prevalentemente interessato la Dolomia Principale, sono stati favoriti dalle condizioni strutturali del versante, che è caratterizzato da un fitto reticolo di discontinuità.

Dal punto di vista morfologico il versante, al di sopra della S.S. 51, si presenta estremamente articolato a causa di numerosi dossi e depressioni legati alle rilevanti dimensioni dei massi franati. Le parti più distali (Colle di S. Rocco) sono invece costituite da materiali a granulometria più omogenea e generalmente più fine.

La datazione di due reperti arborei, rimaneggiati dalla successiva Frana di Pezziè, rinvenuti all'interno di uno scavo nei pressi del bivio tra la S.S. 51 e la strada comunale di Pezziè ha fornito età di 9440±105 (GX-17687) e di 9215±105 (GX-17688) anni B.P. In base a considerazioni di carattere morfologico si ritiene che le due datazioni si riferiscano al medesimo evento.

Frana di La Riva

Si tratta di un accumulo di frana di tipo complesso posto immediatamente a nord della Frana di Zuel e proveniente dalle pendici occidentali dell'Alpe Faloria. La datazione di un reperto arboreo rinvenuto a 5 m di profondità in località La Riva ha fornito un'età di 8280±100 anni (GX-17689).

Nella parte sommitale l'accumulo è costituito da massi, anche di ingenti volumetrie, disposti in maniera caotica, poggianti su un substrato argilloso-marnoso attribuibile alla Formazione di S. Cassiano. Il piede della frana è invece costituito da prevalenti materiali argillosi che possono inglobare blocchi dolomitici messi in posto da successive riattivazioni per colata dell'originario deposito. La datazione di un reperto arboreo ritrovato in uno scavo lungo la strada che scende alla frazione di Campo ha fornito un'età di 4220±60 B.P. (Beta-43342).

In tempi recenti si sono attivate nella parte medio-alta del versante due colate che mostrano localmente ancora segni di attività.

Frana di Pezziè

Si tratta della rimobilizzazione parziale per colamento della Frana di Zuel. Il piede della frana si estende dall'attuale abitato di Zuel a quello di La Riva; la parte superiore non è chiaramente delimitabile vista l'estesa copertura boschiva. Tale rimobilizzazione è avvenuta in tempi successivi come testimoniato dalle datazioni eseguite su reperti arborei rinvenuti in scavi in località Zuel di sopra (6570±70 Beta-83622 e 6190±50 Beta-83621) e Manaigo (5710±100 Beta-74803). Questi eventi sono responsabili della definitiva chiusura, a monte, della depressione di Pian da Lago.

Frana di Acquabona

E' costituita da depositi derivanti da uno scivolamento traslativo che ha determinato la chiusura a valle della depressione di Pian da Lago, all'interno della quale si rinvengono depositi palustri. Nel fenomeno, che ha anche interessato il margine sud-orientale della Frana di Zuel, sono coinvolti terreni appartenenti alla Formazione di Raibl e alla Dolomia Principale.

Depositi lacustri di Campo

Si estendono nell'area pianeggiante compresa tra l'abitato di Campo di sopra e il Campeggio Dolomiti. Sono stati individuati più livelli deposizionali sovrapposti intervallati da depositi di frana. Anche qui è stato possibile effettuare una datazione su un reperto arboreo ritrovato a circa 4-5 m di profondità in località Campo di sopra che ha fornito un'età di 7180±200 anni (GX-17690).

6. DISCUSSIONE

Dal punto di vista geologico lo studio ha permesso la definizione della successione stratigrafica carnico-retica, in particolare attraverso la correlazione dei limitati affioramenti presenti nella conca di Cortina d'Ampezzo. Per



Fig. 7 - Unità di Zuel: sullo sfondo il coronamento della Frana di Zuel in corrispondenza alla parete sud-occidentale dell'Alpe Faloria *(foto A. Pasuto, 1989).*

Zuel Unit: in the background the Zuel landslide crown at the south-western slope of the Alpe Faloria (photo A. Pasuto, 1989).

quanto riguarda gli aspetti strutturali è stata confermata la presenza di un sovrascorrimento W-vergente lungo la valle del Torrente Boite e la prosecuzione all'interno della conca dei due scorrimenti S-vergenti coincidenti con la Linea della Valparola e la Linea del Falzarego, oltre all'esistenza di piccoli disturbi minori a carattere distensivo e trascorrente legati alle strutture principali.

Lo indagini geomorfologiche hanno permesso di delineare l'evoluzione quaternaria della conca ampezzana; in particolare, l'utilizzazione delle "unità di frana" e le numerose datazioni radiometriche effettuate hanno contribuito alla comprensione della complessa dinamica dei versanti.

La messa in posto dei depositi superficiali che occupano la conca di Cortina d'Ampezzo è riconducibile al Pleistocene superiore e all'Olocene, in particolare al periodo post-würmiano. L'area studiata, infatti, durante l'ultima glaciazione alpina era, ad eccezione delle cime più alte, ricoperta da un notevole spessore di ghiaccio che raggiungeva i 1000 m (Penck & Brückner, 1909; Panizza *et al.*, 1986). La conca di Cortina d'Ampezzo costituiva un bacino di confluenza di più ghiacciai provenienti dai gruppi montuosi circostanti. A valle veniva così a formarsi una potente lingua glaciale che si univa al ghiacciaio del Piave nei pressi di Pieve di Cadore. Degli estesi depositi glaciali che dovevano occupare la zona studiata sono stati rinvenuti soltanto alcuni lembi, probabilmente attribuibili a fasi stadiali Tardiglaciali, conservatisi grazie alla presenza di dossi rocciosi che ne hanno impedito l'erosione; non si è invece rilevata traccia di depositi riferibili al Pleniglaciale. Ciò è principalmente dovuto ai numerosi ed estesi movimenti franosi avvenuti al ritiro delle masse glaciali. In questo periodo la zona è stata interessata da una serie di enormi franamenti che hanno coinvolto nella maggior parte dei casi i litotipi dolomitici; gli accumuli sarebbero stati successivamente rimaneggiati grazie a fenomeni di scivolamento e colata verificatisi a livello della Formazione di S. Cassiano.

L'area di Cortina è infatti predisposta a fenomeni di instabilità in considerazione dei seguenti fattori:

– assetto stratigrafico che vede l'alternanza di litotipi a differente comportamento geomeccanico (dolomie, marne e argille);

– assetto tettonico che ha indotto nelle dolomie lo sviluppo di una intensa cataclasi in corrispondenza alle principali direttrici di faglia e ha determinato la diffusa presenza della Formazione di S. Cassiano nelle parti medio-inferiori dei versanti a causa di parziali raddoppi per sovrascorrimento;

– presenza di deformazioni gravitative profonde di versante, individuate e descritte in studi precedenti, che hanno favorito lo sviluppo di molti fenomeni franosi (Menotti *et al.*, 1990; Soldati & Pasuto, 1991);

– effetti della glaciopressione in prossimità di strette vallive dove confluivano più lingue glaciali, che avrebbe provocato deformazioni dei versanti in corrispondenza di superfici di discontinuità strutturale, favorendo la formazione di potenziali superfici di scivolamento (Panizza, 1973). Nel caso specifico, si tratta della zona immediatamente a valle dell'abitato di Cortina, nei pressi di Zuel, dove sono state individuate alcune frane di rilevanti dimensioni.

Ai fini della ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica della conca di Cortina d'Ampezzo sono risultate particolarmente importanti le datazioni radiometriche degli eventi franosi. Sulla base dei dati raccolti finora, riguardanti la distribuzione temporale di questi ultimi e in parziale accordo con quanto osservato in altre aree montuose europee (Starkel, 1966; 1977; 1985; Corominas *et al.*, 1994), si è riscontrata una concentrazione di eventi di dissesto in due periodi principali (Panizza *et al.*, 1996a). Nel primo, compreso tra 10.000 e 8000 anni dal presente si sono infatti succeduti i fenomeni di Lacedel, Pierosà, Zuel, Col Drusciè e La Riva; è verosimile inoltre che, più o meno contemporaneamente, si siano sviluppati anche altri grandi movimenti quale ad esempio quello dei Laghi Ghedina. Questi eventi sarebbero stati favoriti principalmente da cause strutturali e indirettamente da fattori climatici (ritiro dei ghiacciai). Nel secondo, l'attività franosa è principalmente consistita in riattivazioni totali o quasi dei fenomeni suddetti o in nuovi eventi che ne hanno rielaborato gli accumuli e che in genere hanno coinvolto spessori relativamente esigui di materiale (fino a circa 15-20 m). Questa nuova fase di attività si è verificata tra 5000 e 4000 anni fa ed è strettamente connessa con una signifi-

cativa variazione climatica; essa si colloca, infatti, alla fine dell'*optimum* climatico dell'Atlantico superiore, periodo caratterizzato da abbondanti precipitazioni. Tra gli eventi datati riferibili a questo intervallo si segnalano quelli di Chiamulera, Chiave, Cortina d'Ampezzo e La Riva.

Il contributo fornito dalle datazioni radiometriche è risultato particolarmente significativo nella ricostruzione evolutiva dell'Unità di Zuel, costituita da depositi di frana che hanno ripetutamente modificato il corso del Torrente Boite. Una verosimile interpretazione degli eventi succedutisi potrebbe essere così sintetizzata:

– nel periodo immediatamente post-glaciale il Torrente Boite scorreva più ad est attraversando l'attuale depressione di Pian da Lago;

– la Frana di Zuel ha ostruito la valle determinando la formazione dell'invaso lacustre di Campo il cui drenaggio avveniva sia lungo la paleovalle sia lungo un alveo epigenetico corrispondente all'attuale (9440±105 anni B.P.);

– la Frana di La Riva (8280±100 anni B.P.) ha deviato il corso del Boite a monte della piana di Campo;

– la Frana di Pezziè (6570±70; 6190±50 anni B.P.), che costituisce una riattivazione della Frana di Zuel, ha ostruito definitivamente la paleovalle chiudendo a monte la depressione di Pian da Lago;

– la Frana di Acquabona ha chiuso a valle la depressione di Pian da Lago;

– riattivazioni successive hanno interessato la Frana di La Riva di cui alcuni settori risultano tuttora attivi.

Ulteriori e più estesi movimenti franosi attualmente attivi nella conca di Cortina d'Ampezzo sono costituiti dalle colate di Lacedel, Staulin e Alverà che, per le loro implicazioni di rischio geologico, sono tuttora soggette a monitoraggio (Baglioni *et al.*, 1987; Gasparetto *et al.*, 1994; Angeli *et al.*, 1996; Panizza *et al.*, 1996b). Altri processi in atto che determinano condizioni di rischio sono rappresentati da ricorrenti *debris flow,* che hanno recentemente interessato la S.S. di Alemagna.

Visto l'importante contributo fornito dalle datazioni radiometriche ai fini della comprensione della dinamica dei versanti, le ricerche future prevedono la sperimentazione di nuove tecniche di datazione di tipo fisico, quali ad esempio la termoluminescenza e la luminescenza ottica, che permetterebbero, senza che si renda necessario il reperimento altri reperti organici, la caratterizzazione cronologica di ulteriori eventi franosi e quindi una più approfondita conoscenza delle vicende geomorfologiche della conca di Cortina d'Ampezzo.

7. NOTE

Per quanto riguarda la simbologia adottata nella Carta geologica e delle Unità di Frana della Conca di Cortina d'Ampezzo si è fatto riferimento principalmente a Pellegrini *et al.* (1993). I toponimi Sabrite, Brite de Val, Nighelonte, Sote Crepe e Pian dei Laghe, che non compaiono nella tavola fuori testo, sono stati tratti dalla cartografia tecnica regionale.

Il rilevamento geologico-strutturale e la stesura dei relativi capitoli sono stati effettuati da Chiara Siorpaes. Il rilevamento geomorfologico è stato compiuto da Alessandro Pasuto e Mauro Soldati: il primo ha approfondito lo studio dei fenomeni franosi del settore orientale della conca di Cortina d'Ampezzo, mentre il secondo si è occupato principalmente dello studio di quelli presenti nel settore occidentale. La stesura della parte riguardante i depositi quaternari rispecchia la suddivisione sopra citata. L'impostazione metodologica del lavoro deriva da una riflessione comune.

Le ricerche sono state finanziate dal C.N.R. (Comitato 05 - Resp. M. Panizza), G.N.D.C.I. (U.O. 2.7 - Resp. A. Pasuto), dal Programma EPOCH della Comunità Europea (Progetto: *"Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community"* - CT 90.0025), dal Programma ENVIRONMENT dell'Unione Europea (Progetto: *"The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic changes"* - TESLEC - EV5V-CT94-0454) e dal Programma ENVIRONMENT & CLIMATE (Progetto: *"New technologies for landslide hazard assessment and management in Europe"* (NEWTECH, contract ENV4-CT96-0248) (pubblicazione G.N.D.C.I. n° 1589 e CERG n° 10).

RINGRAZIAMENTI

Gli autori desiderano ringraziare i Proff. Alberto Carton e Mario Panizza per la revisione critica del manoscritto e il Prof. Mario Panizza e il dott. Sandro Silvano per gli utili consigli durante le campagne di rilevamento. Si ringrazia inoltre il Sig. Francesco Fermon per la realizzazione grafica della carta allegata. Si esprime infine gratitudine ai *referees* per i preziosi suggerimenti.

BIBLIOGRAFIA

Alverà P. (senza data) - *Cronaca di Cortina d'Ampezzo dagli antichi tempi fino al XX secolo.* Manoscritto, Nuovi Sentieri Ed. 1985, Bologna, 184 pp.

Ampferer O., 1929 - *Einige Beispiele von Kerbwirkung und Reliefübersciebung aus den Südtiroler Dolomiten.* Jb. Geol. Bundesanst., **79**, 307-332.

Angeli M.-G., Gasparetto P., Menotti R.M., Pasuto A. & Silvano S., 1996 - *A visco-plastic model for slope analysis applied to a mudslide in Cortina d'Ampezzo, Italy.* Quar. J. Eng. Geol., **29**, 233-240.

Baglioni A., Bozzo G.P., Lazzari L. & Toffoletto F., 1987 - *Studio geologico e geotecnico della frana di Staulin nel comune di Cortina d'Ampezzo: programma d'indagini e primi risultati.* In: V. Iliceto (Ed.), Atti VI Congr. Naz. Ordine dei Geologi, Venezia 25-27 settembre 1987, 229-235.

Belli M.F., 1973 - *Storia di Cortina d'Ampezzo.* Edizioni Dolomiti, Cortina d'Ampezzo, 384 pp.

Bosellini A., 1967 - *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete).* Boll. Soc. Geol. It., **86**, 133-169.

Bosellini A. & Hardie L.A., 1985 - *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete.* Mem. Soc. Geol. It., **30**, 245-266.

Bosellini A., Masetti D. & Neri C., 1982 - *La geologia del Passo del Falzarego.* In: A. Castellarin & G.B. Vai (Eds.), *Guida alla Geologia del Sudalpino centro-*

orientale. Guide Geol. Reg. S.G.I., Pitagora, Bologna, 273-278.

Castaldini D. & Panizza M., 1991 - *Inventario delle faglie attive tra i fiumi Po e Piave e il Lago di Como (Italia Settentrionale).* Il Quaternario, **4**(2), 333-410.

Castellarin A., Cantelli L., Fesce A.M., Mercier J., Picotti V., Pini G.A., Prosser G. & Selli L., 1992 - *Alpine compressional tectonic in the Southern Alps. Relationships with the Apennines.* Annales Tectonicae, **6**, 62-94.

Castiglioni B., 1930 - *Tracce glaciali post-würmiane nelle Dolomiti.* In: Atti, XIX Riunione Soc. Ital. Progr. Scienze, **2**.

Castiglioni B., 1936 - *Sugli stadi post-würmiani nelle Alpi orientali.* Verhandl. der III Intern. Quartär. Konferenz, Vienna, **1**, 1-3.

Castiglioni G.B., 1964 - *Sul morenico stadiale delle Dolomiti.* Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **24**, 16 pp.

Coccolini G.B.L., Corona L., Allegri L., Cortesi C., Improta S., Petrone V. & Zardini R., 1985 - *Datazione di un tronco di abete affiorato a Cortina d'Ampezzo.* Dendrocronologia, **3**, 93-101.

Corominas J., Weiss E.E.J., Van Steijn H. & Moya J., 1994 - *Use of dating techniques to assess landslide frequency, exemplified by case studies from european countries.* In: R. Casale, R. Fantechi and J.C. Flageollet (Eds.), *Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community - Final Report.* European Commission, Bruxelles, **1**, 71-93.

Cruden, D.M. & Varnes, D.J., 1996 - *Landslides Types and Processes.* In: A.K. Turner & R.L. Schuster (eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation.* Transportation Res. Board, Sp. Rep. 247, National Academy Press, Washington D.C., 36-75.

Deganutti A.M. & Gasparetto P., 1991 - *Some aspects of a mudslide in Cortina, Italy.* In: D.H. Bell (Ed.), *Landslides.* Proc. 6th I.S.L., Christchurch, New Zealand, 10-14 February 1992. Balkema, Rotterdam, *1*, 373-378.

De Thierry M., 1954 - *Studio di una frana nella conca di Cortina d'Ampezzo.* Geotecnica, **3**, 8 pp.

De Zanche V., Gianolla P., Mietto P., Siorpaes C. & Vail P.R., 1993 - *Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy).* Mem. Sci. Geol., **45**, 1-27.

Doglioni C., 1987 - *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps - Northern Italy).* J. Struct. Geol., **9**, 181-193.

Doglioni C. & Bosellini A., 1987 - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps.* Geol. Runds., **76**, 735-754.

Dramis F. & Sorriso-Valvo M., 1994 - *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics.* Eng. Geol., **38**, 231-243.

Gasparetto P., Panizza M., Pasuto A., Silvano S. & Soldati M., 1994 - *Research in the Cortina d'Ampezzo Area.* In: R. Casale, R. Fantechi & J.C. Flageollet (Eds.), *Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community - Final Report.* European Commission, Bruxelles, 741-768.

Gasparetto P., Mosselman M. & Van Asch T.W.J., 1996 - *The mobility of the Alverà landslide (Cortina d'Ampezzo, Italy).* In: M. Soldati (Ed.), *Landslides in the European Union.* Geomorphology, **15**(3-4), 327-335.

Kienholz H., 1984 - *Landslide hazard assessment for landslide hazard zonation.* In: J.C. Flageollet (Ed.), *Mouvements de terrains.* Actes Colloque de Caen, 22-23-24 mars. Doc. BRGM, **83**, 317-325.

Klebelsberg R., 1935 - *Geologie von Tirol.* Bornträger Ed., Berlin, 872 pp.

Klebelsberg R., 1936 - *Die "Stadien" der Gletscher in den Alpen.* Verhandl. der III Intern. Quartär. Konferenz, Vienna, 102-105.

Kober L., 1908 - *Dachsteindolomitgebirge zwischen Gader-Rienza-Boite.* Mitt. Geol. Ges., 203-244.

Leonardi P., 1943 - *La fauna cassiana di Cortina d'Ampezzo - Parte I: Introduzione geologica e lamellibranchi.* Mem. Ist. Geologia R. Università Padova, **15**, 1-78.

Leonardi P., 1967 - *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave.* Ed. Manfrini, Rovereto, 1019 pp.

Marinelli O., 1910 - *I ghiacciai delle Alpi Venete.* Memorie Geografiche G. Dainelli, Suppl. Riv. Geograf. It., **11**, 1-289.

Menotti R.M., Pasuto A., Silvano S., Siorpaes C. & Soldati M., 1990 - *Guida alle escursioni.* IV Seminario, Cortina d'Ampezzo (Belluno), 25-28 settembre 1990, C.N.R. Gruppo Informale D.G.P.V., C.N.R. Ist. Geol. Applicata, Padova, 22 pp.

Mutschlechner G., 1933 - *Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein (Südtiroler Dolomiten).* Jb. Geol. Bundesanst., **83**, 200-232.

Ogilvie Gordon M.M., 1900 - *On the fauna of the Upper Cassian zone in Falzarego Valley, South Tirol.* Geol. Magazine, **7**.

Ogilvie Gordon M.M., 1934 - *Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore.* Jb. Geol. Bundesanst., **84**, 61-214.

Panizza M., 1973 - *Glacio Pressure Implications in the Production of Landslides in the Dolomitic Area.* Geol. Appl. Idrogeol., **8**(1), 289-297.

Panizza M., 1990a - *The landslides in Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy).* In: A. Cancelli (Ed.), *ALPS 90.* 6th ICFL, Switzerland-Austria-Italy, Aug. 31 - Sept. 12, Conf. Proc., Università degli Studi di Milano, 55-63.

Panizza M., 1990b - *Geomorfologia applicata al rischio e all'impatto ambientali. Un esempio nelle Dolomiti (Italia).* In: M. Gutiérrez, J.L. Peña & M.V. Lozano (Eds.), Actas, 1ª Reunión Nac. de Geomorfología, 17-20 Sept. 1990, Teruel, 1-16.

Panizza M. & Zardini R., 1986 - *La frana su cui sorge Cortina d'Ampezzo (Dolomiti, Italia).* Mem. Sci. geol., **38**, 415-426.

Panizza M., Zardini R. & Spampani M., 1986 - *La grande frana su cui è sorta Cortina d'Ampezzo.* Edizioni Dolomiti, S. Vito di Cadore, 101 pp.

Panizza M., Pasuto A., Silvano S. & Soldati M., 1996a - *Landsliding during the Holocene in the Cortina d'Ampezzo Region, Italian Dolomites.* In: B. Frenzel, J.A. Matthews, B. Gläser & M.M. Weiß (Eds.), *Rapid mass movement as climatic evidence for Holocene times.* Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research, **19** (in stampa).

Panizza M., Pasuto A., Silvano S. & Soldati M., 1996b -

Temporal occurrence and activity of landslides in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy). In: M. Soldati (Ed.), *Landslides in the European Union.* Geomorphology, **15**(3-4), 311-326.

Pellegrini G.B., Carton A., Castaldini D., Cavallin A., D'Alessandro L., Dramis F., Gentili B., Laureti L., Prestininzi A., Rodolfi G., Sauro U., Sorriso-Valvo M. & Spagna V., 1993 - *Proposta di legenda geomorfologica ad indirizzo applicativo.* Geogr. Fis. Dinam. Quat., **16**(2), 129-152.

Penck A. & Brückner E., 1909 - *Die Alpen im Eiszeiltalter.* 3 voll. Tauschnitz, Lipsia.

Richebuono G., 1993 - *Storia d'Ampezzo.* Cooperativa di Cortina, Cortina d'Ampezzo, 171 pp.

Siorpaes C., 1990 - *Evoluzione strutturale degli Altipiani Ampezzani (Dolomiti Orientali).* Tesi di Dottorato (inedita), Università degli Studi di Padova.

Soldati M. & Pasuto A., 1991 - *Some cases of deep-seated gravitational deformations in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites). Implications in environmental risk assessment.* In: M. Panizza, M. Soldati & M.M. Coltellacci (Eds.), *European Experimental Course on Applied Geomorphology, 2: Proceedings.* Istituto di Geologia, Università degli Studi di Modena, 91-104.

Starkel L., 1966 - *Post-glacial climate and the moulding of European relief.* Proc. Int. Symp. on "World Climate from 8000 to 0 B.C.", R. Meteorol. Soc., London, 15-33.

Starkel L., 1977 - *The palaeogeography of mid- and east Europe during the last cold stage, with west European comparisons.* Phil. Trans. R. Soc. Lond., **280**, 351-372.

Starkel L., 1985 - *The reflection of the Holocene climatic variations in the slope and fluvial deposits and forms in the European mountains.* Ecologia Mediterranea, **11**(1), 91-97.

Trevisan L., 1979 - *Le cengie nei versanti in calcari e dolomie.* Geogr. Fis. Dinam. Quat., **2**, 41-50.

Varnes D.J., 1978 - *Slope movement. Types and processes.* In: R.L. Schuster & R.J. Krizek (Eds.), *Landslides Analysis and Control.* Nat. Acad. Sci., Transportation Res. Board, Sp. Rep. 176, Washington D.C., 11-35.

Zardini R., 1980 - *Fossili cassiani (Trias medio-superiore). Primo aggiornamento all'atlante dei Gasteropodi della Formazione di S. Cassiano raccolti nella regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo.* Edizioni Ghedina, Cortina d'Ampezzo, 16 pp.

Zardini R., 1985 - *Fossili cassiani (Trias medio-superiore). Primo aggiornamento all'atlante dei Bivalvi e secondo aggiornamento all'atlante dei Gasteropodi con illustrazione dei gusci che hanno conservato la pigmentazione originaria.* Edizioni Ghedina, Cortina d'Ampezzo, 45 pp.

Zardini R., Panizza M. & Spampani M., 1984 - *Reperto arboreo di 9000 anni fa a Ronco e osservazioni geomorfologiche sul Col Drusciè (Cortina d'Ampezzo).* Cassa Rurale ed Artigiana, Cortina d'Ampezzo, 24 pp.

Ms. ricevuto: 30 maggio 1996
Inviato all'A. per la revisione: 29 sett. 1996
Testo definitivo ricevuto: 5 dic. 1996

Ms received : May 30, 1996
Sent to the A. for a revision: Sept. 29, 1996
Final text received: Dec. 5, 1996