

INDAGINI PRELIMINARI PER LA DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DA FRANA NELLA CONCA DI CORVARA IN BADIA (DOLOMITI)

ALESSANDRO CORSINI (*), MARIO PANIZZA (*), ALESSANDRO PASUTO (**),
SANDRO SILVANO (**), CHIARA SIORPAES (***) & MAURO SOLDATI (*)

RIASSUNTO

Il presente studio illustra le indagini preliminari di tipo geologico e geomorfologico svolte nella conca di Corvara in Badia (Dolomiti) al fine di porre le basi per una corretta valutazione della pericolosità da frana. La presenza di infrastrutture legate al turismo estivo ed invernale rendono l'area in esame particolarmente vulnerabile e ciò determina condizioni di rischio connesse a fenomeni di dissesto in atto e potenziali.

L'area indagata è caratterizzata dalla presenza di rocce dolomitiche, calcaree, vulcaniche e terrigene di età permo-triassica, che risultano variamente dislocate da elementi tettonici legati prevalentemente a fasi deformative di età terziaria, alcuni dei quali considerati attivi anche durante il Quaternario.

La morfologia dell'area è condizionata, da un lato, dalla struttura geologica dei versanti e, dall'altro, dall'azione di modellamento dei ghiacciai pleistocenici, dei processi crioclastici, delle acque correnti superficiali e, in particolare, dei fenomeni gravitativi. Fenomeni franosi di varia tipologia, età e grado di attività sono infatti ampiamente diffusi.

In particolare, lo studio ha riguardato la frana di Corvara, un fenomeno complesso del tipo scivolamento rotazionale in roccia - colata di terra, che risulta tuttora attivo in vari settori. La frana, che presenta un'estensione di circa 3 km², causa danni ripetuti alla S.S. 244 che collega l'Alta Val Badia alla Valle del Cordevole e lambisce, nella parte terminale, l'abitato di Corvara.

Le indagini svolte hanno permesso di evidenziare lo stato di attività e la dinamica del fenomeno e di ricostruirne l'evoluzione geomorfologica relativamente all'ultimo cinquantennio. Ciò ha permesso di giungere ad una prima conoscenza sulle modalità di evoluzione del fenomeno e di programmare una serie di interven-

ti finalizzati alla definizione qualitativa e quantitativa della pericolosità da frana.

TERMINI CHIAVE: *geomorfologia, frane, Dolomiti.*

ABSTRACT

PRELIMINARY INVESTIGATIONS FOR THE DEFINITION OF LANDSLIDE HAZARD IN THE VALLEY OF CORVARA IN BADIA (DOLOMITES, ITALY) - The study illustrates the results of geological and geomorphological investigations carried out in the valley of Corvara in Badia (Dolomites, Italy) in order to properly assess landslide hazard. The presence of summer and winter tourism infrastructures makes the area particularly vulnerable to risk situations resulting from active or potential slope movements.

Permian and Triassic dolomitic, calcareous, volcanic and terrigenous rocks crop out in the study area; they have been displaced to various extents by tectonic features prevalently linked to Tertiary deformation phases, some of which have been active also during the Quaternary.

The morphology is conditioned by both geological structures and modelling by Pleistocene glaciers, frost shattering, rillwash erosion and, in particular, gravitational processes. Various types of slope movements ascribable to different ages and showing different degrees of activity are widely present in the area examined.

In particular, the study focused on the Corvara landslide, a complex rotational rock slide - earth flow which is still active in several sectors. This landslide, which covers a surface of about 3 km², has repeatedly damaged the State road no. 244, linking the upper Badia Valley to the Cordevole Valley, and in its terminal portions has stretched as far as the village of Corvara.

The investigations carried out so far have pinpointed the state of activity and dynamics of this gravitational process and reconstructed its geomorphological evolution over the past fifty years. This has led to preliminary information on the type of evolution of the movement considered and has allowed the planning of a series of measures aiming at a qualitative-quantitative definition of landslide hazard.

KEY WORDS: *geomorphology, landslides, Dolomites.*

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Modena, Largo S. Eufemia 19, 41100 Modena.

(**) IRPI-CNR, Corso Stati Uniti 4, 35127 Padova.

(***) Geologo, Fiammes 1, 32043 Cortina d'Ampezzo (BL).

Le ricerche sono state finanziate dalla Commissione Europea, DG XII, nell'ambito del Programma ENVIRONMENT & CLIMATE, Progetto: «New technologies for landslide hazard assessment and management in Europe» (NEWTECH, contract ENV4-CT96-0248) (pubblicazione CERG n. 27).

INTRODUZIONE

L'area di Corvara in Badia rappresenta, ormai da diversi anni, una delle mete turistiche più frequentate delle Alpi orientali; l'intenso sviluppo urbanistico, legato soprattutto al turismo estivo e invernale, e il continuo ampliamento e ammodernamento delle numerose infrastrutture dedicate agli sport invernali rendono questa zona una delle più ricche di insediamenti e impianti turistici e perciò fra le maggiormente vulnerabili di tutte le Dolomiti. Questo intenso sviluppo ha interessato sia la piana di Corvara, che è stata sottoposta negli ultimi trent'anni a importanti lavori di bonifica, sia vaste porzioni di versante che sono state variamente modificate per l'allestimento di numerosi impianti di risalita e piste da sci.

Risulta quindi evidente come un ambiente di questo tipo possa essere soggetto ai molteplici rischi geomorfologici tipici delle aree montane; ci si riferisce in particolare a fenomeni di frana che, a causa della natura predisponente dei terreni affioranti nella zona, hanno interessato e interessano tuttora la conca di Corvara in Badia.

Al fine di una definizione dei principali rischi a cui questa zona è soggetta e dei possibili rimedi da proporre, si è reso necessario un approfondito studio di base che tenesse conto, in primo luogo, di tutti gli aspetti di carattere geologico e geomorfologico.

Le ricerche geologiche e geomorfologiche forniscono infatti un'indispensabile conoscenza di base per la previsione probabilistica (*prediction*) e per la previsione esatta (*forecasting*) dei movimenti franosi (JONES, 1992; PANIZZA, 1996; PASUTO & SOLDATI, 1996). La prima consiste nell'individuazione di aree a diversa pericolosità in un territorio relativamente esteso enfatizzando gli aspetti riguardanti l'intensità e la frequenza dei fenomeni registrati in passato e la probabilità di futuri eventi franosi. La seconda riguarda invece la precisa localizzazione di siti suscettibili di frana e la definizione, anche grazie all'ausilio di procedure di monitoraggio, dell'intensità e della distribuzione nel tempo dei movimenti; si riferisce cioè all'indicazione spazio-temporale e all'entità di un potenziale fenomeno di dissesto.

Entrambi questi tipi di previsione possono concorrere alla mitigazione del rischio da frana. Infatti, conoscere la frequenza con cui

si verificano determinati eventi calamitosi permette di adottare le misure di difesa più opportune ed efficaci, attraverso interventi sia nei confronti della pericolosità da frana, sia nei confronti della vulnerabilità degli elementi esposti a rischio.

Per quanto riguarda la pericolosità, questi interventi possono essere mirati sia alla eliminazione o quantomeno alla riduzione delle cause che determinano il previsto dissesto geomorfologico, sia alla protezione «attiva» dell'ambiente esposto allo stesso, attraverso opportune opere di difesa.

Per quanto riguarda la vulnerabilità, invece, possono essere predisposte misure strutturali di protezione «passiva», adottando ad esempio specifiche norme di costruzione degli edifici o delle infrastrutture che possono essere lesionati o distrutti dal previsto fenomeno di pericolosità.

La presente nota costituisce dunque un contributo preliminare ai fini della valutazione della pericolosità da frana nella conca di Corvara in Badia. In particolare, dopo una descrizione delle caratteristiche geologiche e geomorfologiche, viene illustrata la frana di Corvara, il dissesto più imponente dell'Alta Badia. Lo studio di tale fenomeno presenta importanti risvolti applicativi sia perché il piede dell'accumulo lambisce l'abitato di Corvara sia perché sono interessati dal movimento la strada statale che scende dal Passo di Campolongo e alcuni impianti di risalita.

Il presente studio si inserisce nell'ambito del progetto NEWTECH («New technologies for landslide hazard assessment and management in Europe») finanziato dalla Commissione Europea, DG XII, nell'ambito del Programma ENVIRONMENT & CLIMATE.

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO-FISICO

La conca di Corvara in Badia, situata nel cuore delle Dolomiti in provincia di Bolzano, è impostata nei terreni della successione bacinale permo-triassica ed è contornata da imponenti massicci montuosi, costituiti principalmente dai litotipi dolomitici del Triassico medio-superiore. Il drenaggio della valle avviene verso nord attraverso la valle del Rio Gadera, che raccoglie le acque del Rutorto che scende dal Passo di Campolongo, e del Rio Pisciadù, proveniente dal Passo Gardena (fig. 1).

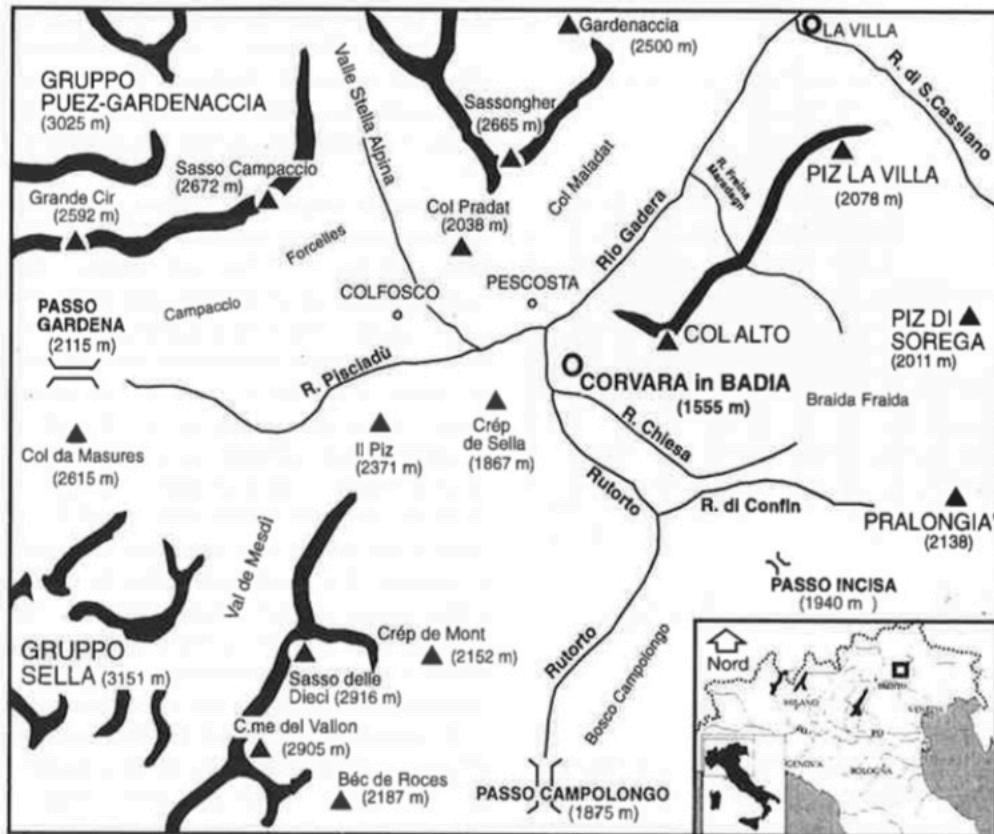


Fig. 1 - Inquadramento geografico dell'area studiata.

La valle è delimitata a sud-ovest dalle imponenti pareti dolomitiche del Gruppo del Sella (3151 m), a nord dal Gruppo Puez-Gardenaccia (3025 m) e ad est dai rilievi del Col Alto (1980 m) e Pralongia (2138 m).

Il territorio è compreso nelle tavolette I.G.M.I. 11 I SE «Corvara in Badia» ed 11 I SO «S. Cristina Valgardena». Per quanto riguarda la cartografia tecnica provinciale a scala 1:10.000, l'area ricade nelle sezioni 02802 «Selva di Val Gardena», 02803 «La Villa», 02806 «Plan de Gralba», 02807 «Corvara», 02808 «Störes Wald».

L'assetto strutturale ha notevolmente condizionato l'evoluzione del paesaggio; in particolare, l'alternanza di litotipi a diverso comportamento meccanico ha reso la vallata particolarmente predisposta a franamenti e a dissesti in genere.

Dal punto di vista climatico l'area risente in modo molto modesto delle correnti temperate adriatiche, perciò il clima può essere definito temperato freddo, classe D di Köppen.

Le temperature minime risultano in genere costantemente, o quasi, al di sotto dello zero nel periodo che va da metà novembre alla seconda metà di aprile, mentre anche i valori massimi superano raramente lo zero nel trimestre dicembre-febbraio. Il manto nevoso è presente in modo persistente sul fondovalle nel periodo che va da metà dicembre fino ad inizio aprile. Per quanto riguarda le precipitazioni, il valore medio annuo è di 950 mm (periodo 1921-1970) distribuiti su una media di 90 giorni. Il grafico di fig. 2, relativo alla stazione di Corvara in Badia, evidenzia un massimo di piovosità nel trimestre estivo e un massimo secondario nel periodo autunnale.

STUDI PRECEDENTI

L'area di Corvara in Badia è stata oggetto sin dal secolo scorso di pregevoli studi di carattere stratigrafico e tettonico. Come per tutta l'area dolomitica, i primi ad occuparsi dei

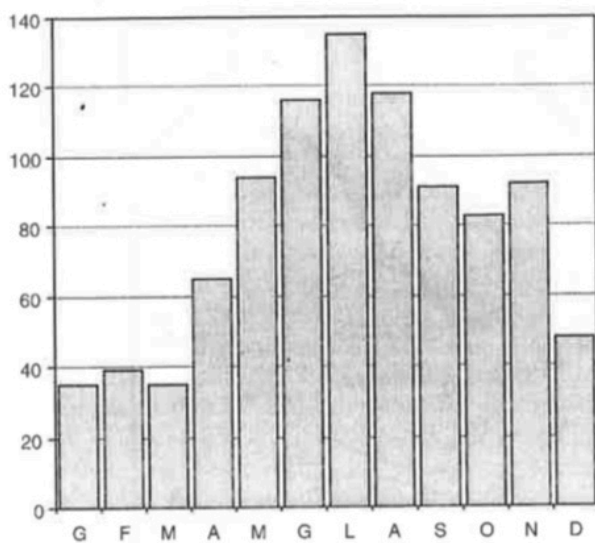


Fig. 2 - Distribuzione annuale delle precipitazioni nel periodo 1921-1970 (stazione di Corvara in Badia).

problemi geologici inerenti l'Alta Val Badia e i suoi dintorni furono gli autori di lingua tedesca quali VON RICHTHOFEN (1860), MOJISOVIC (1879), OGILVIE GORDON (1899). Si ricordano poi KLEBELSBERG (1935), REITHOFER (1928), AMPFERER (1929), OGILVIE GORDON (1929) e MUTSCHLECHNER (1933): gli ultimi due autori realizzarono anche una carta geologica che comprende parte dell'area studiata dagli scriventi.

Dagli anni '60 ci fu un'intensa attività di ricerca anche da parte della scuola italiana, pur non mancando importanti ricerche di studiosi stranieri; degni di nota sono i lavori di BOSELLINI (1965, 1967, 1968, 1982), LEONARDI (1967), URLICHS (1974), CASTELLARIN & VAI (1982), DOGLIONI & BOSELLINI (1987) e DOGLIONI (1987, 1990), per arrivare ai più recenti studi di CASTELLARIN *et alii* (1992), DE ZANCHE *et alii* (1993), LORIGA BROGLIO & NERI (1995) e BOSELLINI *et alii* (1996). Tali studi hanno contribuito in modo determinante alla conoscenza delle successioni stratigrafiche delle zone di Corvara in Badia e San Cassiano, nonché dei rapporti intercorrenti tra le piattaforme carbonatiche e i rispettivi bacini, soprattutto nei dintorni del Gruppo del Sella, ed hanno permesso di definire gli aspetti tettonici delle aree medesime.

La cartografia geologica più recente che riguarda l'Alta Val Badia è costituita dal Fo-

glio 11 «M. Marmolada» della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) e dal Foglio 028 «La Marmolada» della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1977).

Relativamente a studi geomorfologici o morfostrutturali è degno di nota il lavoro di NANGERONI (1938) nel quale l'evoluzione morfologica del Gruppo del Sella e delle aree circostanti viene ricondotta ad una serie di fasi erosive che avrebbero portato ad una progressiva inversione del rilievo originario durante il Terziario. La prima di tali fasi, riferita dall'autore all'Oligocene, avrebbe condotto al progressivo smantellamento del rilievo originario ed alla formazione della superficie sub-orizzontale che costituisce attualmente la sommità dei principali gruppi montuosi dell'area (fase di penepianamento). Nel Gruppo del Sella l'origine erosiva di tale superficie è testimoniata dall'evidente mancanza di parallelismo tra la spianata sommitale del gruppo e la stratificazione della Dolomia Principale che la costituisce. Successivamente si sarebbero verificate altre due fasi erosive responsabili dello sviluppo di un complesso sistema idrografico modellato lungo le principali direttrici di fratturazione tettonica. Durante il Miocene si sarebbe formato il cosiddetto «sistema di terrazzi del Monte Forca», mentre nel Pliocene sarebbe stata modellata una serie di superfici ondulate tra i 2000 ed i 2250 m denominata dall'autore «superficie dei tre passi». Quest'ultima unità morfologica comprenderebbe, tra l'altro, i passi Sella, Gardena e Pordoi, oltre a superfici terrazzate minori quali il Plan Festili e l'Altopiano del Pralongià. Il Passo di Campolongo viene invece riferito ad una successiva fase erosiva pre-glaciale. Le ipotesi di NANGERONI furono successivamente, almeno in parte, avvallate da ROSSI (1957). La superficie di penepianamento oligocenico descritta da NANGERONI costituirebbe infatti, secondo ROSSI, la superficie su cui sarebbero avvenuti gli scivolamenti gravitativi che diedero luogo alle «dislocazioni di vetta» descritte da ACCORDI (1955, 1957).

Particolarmente significativi ai fini del presente studio risultano le note di morfoneotettonica di PANIZZA *et alii* (1978), CARTON *et alii* (1978, 1980), PANIZZA (1982) e ZANFERRARI *et alii* (1982) finalizzate all'elaborazione della Carta Neotettonica d'Italia a scala 1:500.000 (AMBROSETTI *et alii*, 1983). Seguen-

do la metodologia proposta da PANIZZA *et alii* (1978) e PANIZZA (1982), almeno due dislocazioni sono state ritenute attive in intervalli temporali piuttosto recenti. Tali ipotesi sono state in seguito confermate da SLEJKO *et alii* (1989) e CASTALDINI & PANIZZA (1991).

Le conseguenze morfologiche e sedimentarie della glaciazione würmiana e dei successivi stadi post-glaciali nelle Alpi Meridionali sono state oggetto di ricerca da parte di B. CASTIGLIONI (1930, 1936) e KLEBELSBERG (1936). Tali opere sono state riprese e completate da G.B. CASTIGLIONI (1964), il quale individuò, poco a NW di Passo Campolongo, un piccolo apparato morenico riferibile allo stadio Gschnitz ed attribuì al contempo una componente di trasporto glaciale alla grande frana di Plan Festili che ha accompagnato la dislocazione dei pinnacoli del Bec de Rocès. Nella carta delle morene stadiali dello stesso autore sono inoltre indicati i depositi morenici presenti nel Vallon e sul Piz Boè, questi ultimi riferibili alla «dlacia de Val de Mesdi», un ghiacciaio esposto a NNW, ora scomparso, di cui riferì MARINELLI (1910) nel censimento dei ghiacciai alpini indicandone un'estensione totale di circa 14 ettari.

Ai fini geomorfologico- e geologico-applicativi, in assenza di pubblicazioni specifiche, sono risultate particolarmente significative le numerose relazioni tecnico-scientifiche raccolte presso le ditte ed i consorzi degli impianti di risalita di Corvara in Badia e Colfosco, presso i professionisti operanti nella zona e presso il Compartimento A.N.A.S. di Bolzano.

CENNI STRATIGRAFICI

I terreni affioranti nell'area di Corvara in Badia coprono un intervallo temporale compreso tra il Permiano superiore ed il Norico. Per l'esistenza di sovrascorrimenti che raddoppiano la successione stratigrafica e di motivi anticlinali a scala locale è possibile osservare, anche se in modo discontinuo, l'intera successione permo-triassica (fig. 3). Le rocce dolomitiche costituiscono in prevalenza le pareti sub-verticali dei gruppi montuosi Sella e Puez-Gardenaccia, mentre lungo il fondovalle la presenza di estese scarpate di degradazione e di frana permette l'affioramento dei litotipi più erodibili altrimenti sepolti sotto spesse coltri di depositi quaternari (fig. 4).

Dal basso verso l'alto si ritrovano le seguenti formazioni.

– Formazione a Bellerophon (Permiano superiore): è costituita da calcari marnosi e calcari micritici, spesso bituminosi e di colore scuro (facies badiota) che affiorano a Forcelles, a Col Pradat e a Col Maladat.

– Formazione di Werfen (Scitico): è rappresentata da arenarie fini quarzoso-micacee rossastre, calcari micritici grigiastri e calcari oolitici bioclastici rossastri (Membro della Val Badia, Membro di Campil, Oolite a Gasteropodi e Membro di Siusi); affiora in più punti presso il Col Alto e in sinistra idrografica del Rio Pisciadù. Sono di particolare interesse gli affioramenti di Col Maladat, Col Pradat e Forcelles dove, per lacuna, i termini werfeniani sono ridotti o in qualche caso assenti.

– Conglomerato di Richthofen (Anisico superiore): è costituito da breccie dolomitiche grigie fortemente cementate, siltiti, arenarie mal stratificate e marne; affiora a Forcelles, a Col Pradat e a Col Maladat oltre che lungo il versante nord-occidentale del Col Alto. Appartiene al Gruppo di Braies (PISA *et alii*, 1978).

– Formazione di Contrin (Anisico superiore): è rappresentata da una facies dolomitica massiccia o grossolanamente stratificata che affiora lungo il versante nord-occidentale del Col Alto e lungo la vallata del Rio Pisciadù (LEONARDI, 1967); dà origine alle paretine che di frequente interrompono la continuità dei versanti.

– Formazione di Livinallongo (Anisico superiore-Ladinico inferiore): si presenta generalmente in facies di calcari bioclastici parzialmente dolomitizzati di colore grigio nocciola con abbondanti intercalazioni di «pietra verde». Affiora estesamente sul versante nord-occidentale del Col Alto ed in modo ridotto a Col Pradat, a Forcelles ed a Campaccio. Appartiene al Gruppo di Buchenstein (VIEL, 1979).

– Colate di lava a cuscini (Ladinico inferiore-Ladinico superiore) a chimismo latit-andesitico con struttura dei *pillows* porfirica e *intrapillows* ialoclastici sono presenti al di sopra della Formazione di Livinallongo a Forcelles e a Campaccio.

– Formazione del Fernazza (Ladinico superiore): è costituita in prevalenza da arenarie vulcanoclastiche anche grossolane; affiora a Col Alto, a Col Pradat, a Forcelles e a Campaccio. Appartiene al Gruppo di Wengen (VIEL, 1979).



Fig. 3 - Successione stratigrafica affiorante nelle zone circostanti Corvara in Badia.

- Formazione di La Valle (Ladinico superiore-Carnico inferiore): è generalmente costituita da un'alternanza di arenarie poligeniche a carattere torbido di colore bruno scuro, spesso a frazione vulcanoclastica prevalente, e di strati argilloso-marnosi nerastri. Quando questi ultimi risultano assenti o fortemente ridotti, la formazione può presentarsi mal stra-

tificata o massiccia. Costituisce il substrato roccioso del fondovalle del Rio Pisciadù e del Rutorto, oltre che la quasi totalità del versante sud-occidentale del Col Alto. Appartiene anch'essa al Gruppo di Wengen (VIEL, 1979).

- Formazione di S. Cassiano (Ladinico superiore-Carnico inferiore): è costituita da argilliti di colore scuro fittamente stratificate intercalate a livelli di calcareniti bioclastiche e oolitiche e ad arenarie. Affiora lungo la vallata del Rio Pisciadù, sul fianco sinistro della vallata del Rutorto ed in tutta l'area Col Alto - Pralongià - Passo Campolongo (NERI *et alii*, 1995).

- Dolomia Cassiana 1 e 2 (Ladinico superiore-Carnico inferiore): è rappresentata da una dolomia di colore chiaro, talvolta microcristallina, massiccia o clinostratificata che dà origine alle pareti inferiori dei gruppi del Sella e del Puez-Gardenaccia (DE ZANCHE *et alii*, 1993).

- Formazione di Dürrenstein (Carnico superiore): è costituita da dolomie anche micritiche ben stratificate. Affiora nei pressi di Crep de Mont, sui gruppi del Sella e del Puez-Gardenaccia.

- Formazione di Raibl (Carnico superiore): si presenta come un'alternanza di marne, argille, calcari, dolomie cariate e arenite formanti un complesso litologico fittamente stratificato e dal colore rossastro; è visibile alla base del Sassongher ed in corrispondenza della cengia che divide circa a metà le pareti del Sella e della Gardenaccia.

- Dolomia Principale (Carnico superiore-Norico): è formata da dolomie cicliche (da supra a subtidali) dal colore bianco rosato; costituisce le pareti subverticali della parte sommitale dei gruppi del Sella e del Puez-Gardenaccia oltre che il Sassongher e le vette circostanti.

INQUADRAMENTO TETTONICO

Nell'area di Corvara in Badia sono riconoscibili elementi tettonici riferibili a fasi deformative alpine di età terziaria, anche se le variazioni di spessore e di facies delle formazioni permo-triassiche e giurassiche testimoniano un'attività paleotettonica che ha condizionato in modo differente, da luogo a luogo, lo sviluppo delle strutture sia fragili che plicative (fig. 5).

Per quanto attiene alla descrizione degli elementi paleotettonici si rimanda alla lettera-

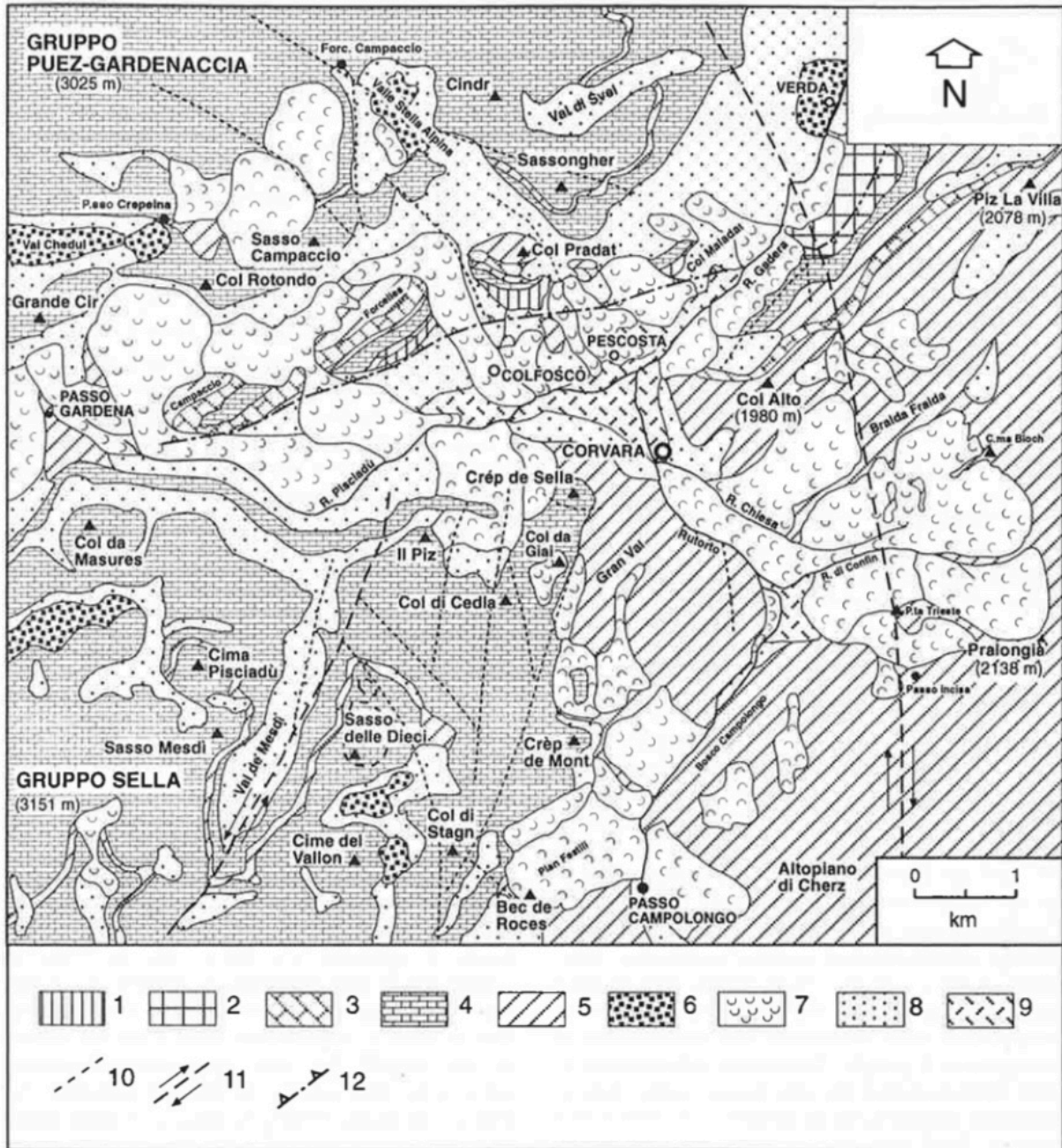


Fig. 4 - Carta geologica schematica dell'area di Corvara in Badia. LEGENDA: 1) Formazione a Bellerophon (Permiano sup.); 2) Formazione di Werfen (Scitico), Conglomerato di Richthofen (Anisico sup.); 3) Formazione del Fernazza (Ladinico sup.), colate di lava a cuscini (Ladinico); 4) Formazione di Contrin (Anisico sup.), Dolomia Cassiana 1 e 2 (Ladinico sup.-Carnico inf.), Formazione di Dürrenstein (Carnico sup.), Dolomia Principale (Carnico sup.-Norico); 5) Formazione di Livinallongo (Anisico sup.-Ladinico inf.), Formazione di La Valle (Ladinico sup.-Carnico inf.), Formazione di S. Cassiano (Ladinico sup.-Carnico inf.), Formazione di Raibl (Carnico sup.); 6) deposito glaciale; 7) accumulo di frana; 8) detrito di versante; 9) deposito alluvionale; 10) faglia; 11) faglia neotettonica; 12) sovrascorrimento.

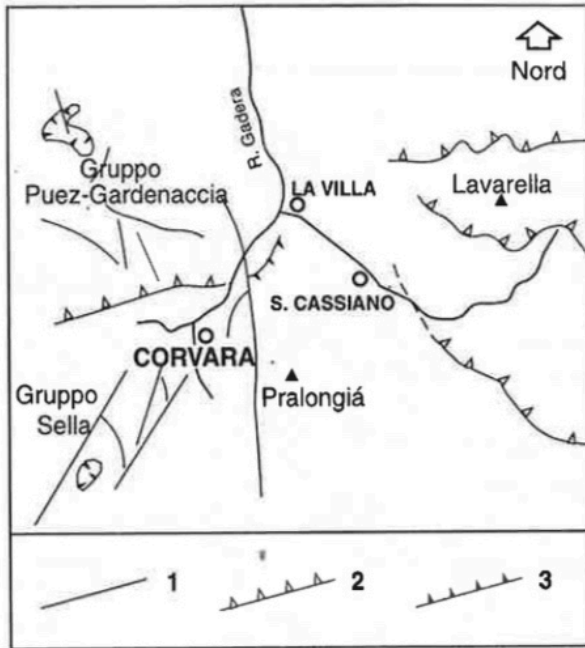


Fig. 5 - Schema strutturale dell'area circostante Corvara in Badia. LEGENDA: 1) faglia; 2) sovrascorrimento S-vergente; 3) sovrascorrimento W-vergente.

tura (BOSELLINI, 1964; LEONARDI, 1967; DOGLIONI, 1990; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987), mentre di seguito viene brevemente inquadrata la tettonica alpina terziaria, durante la quale le Dolomiti sono state coinvolte in almeno due fasi deformative.

La fase terziaria più antica è caratterizzata da geometrie che vengono suturate dal Conglomerato di M. Parei (Cattiano-Aquitano), affiorante nel gruppo montuoso omonimo posto a cavallo tra la media Val Badia e l'alta Valle del Boite. Tali elementi possono essere riferiti alla strutturazione mesoalpina di una catena a pieghe e sovrascorrimenti collegata all'avanzamento del fronte della Catena Dinarica (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; DOGLIONI, 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 alii*, 1992). Gli elementi principali sono rappresentati da sovrascorrimenti W- e SW-vergenti cui appartengono i ben noti «piegamenti e sovrascorrimenti di vetta» o «*Gipfelfaltungen und Überschiebungen* (Auct.)» quali il sovrascorrimento del Piz Boé (DOGLIONI, 1990). Ai so-

vrascorrimenti di questa fase si associano anche pieghe, sempre W-vergenti, e faglie trascorrenti coniugate con direzioni preferenziali NNE-SSW e E-W.

Queste associazioni strutturali vengono implicate nella successiva fase Sudalpina (Serravalliano-Tortoniano in CASTELLARIN *et alii*, 1992), 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 (LEONARDI, 1967; DOGLIONI, 1987; CASTELLARIN *et alii*, 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. Lungo tale lineamento viene coinvolto il basamento cristallino che risulta implicato anche verso nord lungo la Linea di Funes e la Linea di Piccolino (LEONARDI, 1967). Nell'alta e media Val Badia gli scorrimenti associati a questa fase deformativa interferiscono con importanti paleostrutture triassiche e giurassiche che ne modificano variamente l'andamento.

Nella zona di Corvara alla fase tettonica sudalpina possono essere imputate le sinclinali del Sella e Gardenaccia, l'anticlinale del Campaccio (LEONARDI, 1967) e il sovrascorrimento presente sul versante sinistro della valle del Rio Pisciadù (fig. 5). Quest'ultimo elemento tettonico coinvolge la Formazione a Bellerophon che sovrascorre la Formazione di La Valle nella zona di Forcelles - Col Pradat - Col Maladat raddoppiando la successione permo-triassica. Ripetizioni tettoniche della successione, avvenute a vari livelli di scollamento, sono visibili anche lungo il versante Col Alto - Piz la Villa. In coincidenza alle strutture maggiori si osservano clivaggio per frattura nelle litologie incompetenti e un'intensa cataclasi nei litotipi più fragili. La fase tettonica neogenica genera inoltre pieghe di minore entità e faglie a carattere transpressivo e transtensivo che dislocano i limiti delle formazioni litostratigrafiche.

Alcune faglie, sviluppatasi durante il *climax* delle fasi tettoniche sopradescritte, possono essersi inoltre riattivate durante il Plio-Quaternario (CASTALDINI & PANIZZA, 1991). Un esempio è dato dalla faglia diretta N-S di età neogenica lungo la quale si è impostata la Val de Mesdi: essa presenta un parziale carattere trascorrente sinistro ed è stata ritenuta attiva nell'intervallo neotettonico 5.2-0.7

m.a. B.P. (CARTON *et alii*, 1980). Inoltre la presenza di numerosi e congruenti indizi geomorfologici di attività neotettonica nella zona di Corvara in Badia ha portato ad ipotizzare che l'evoluzione post-würmiana dell'area sia stata principalmente dettata da una dislocazione destrorsa verticale diretta NNW-SSE e riconoscibile per circa 12 km lungo l'allineamento M. Prenazin, Rio Freina Maradagn, Braida Fraida, Passo Incisa, Valle del Cordevole (fig. 4). Tale dislocazione, la cui origine può essere riferita alla fase compressiva di età neogenica, è stata probabilmente determinante ai fini dell'insorgere degli estesi fenomeni franosi che interessano il versante Col Alto - Pralongia (PANIZZA *et alii*, 1978; PANIZZA, 1982; SLEJKO *et alii*, 1989; CASTALDINI & PANIZZA, 1991).

ASPETTI GEOMORFOLOGICI

Il paesaggio della conca di Corvara in Badia risulta strettamente legato alla struttura geologica dell'area e all'azione morfogenetica che hanno avuto su di essa il glacialismo pleistocenico e olocenico, le acque superficiali, i processi periglaciali e i processi gravitativi. In particolare, questi ultimi sono stati determinanti nell'evoluzione morfologica post-glaciale, dando luogo a numerosi fenomeni franosi di diversa tipologia, estensione e grado d'attività che hanno interessato pressoché ogni settore della conca di Corvara in Badia (fig. 4).

Dal punto di vista morfostrutturale, considerato l'assetto geologico della zona studiata, i processi di erosione selettiva hanno rivestito particolare importanza nel modellamento del rilievo. I versanti risultano infatti pressoché verticali in corrispondenza della Dolomia Cassiana e della Dolomia Principale dei gruppi del Puez-Gardenaccia e del Sella, mentre appaiono decisamente meno acclivi in prossimità del fondovalle, laddove affiorano le rocce sedimentarie tardo-triassiche. I gruppi del Sella e del Puez-Gardenaccia presentano peraltro un evidente ripiano strutturale in corrispondenza della cengia modellata nella Formazione di Raibl. Forme strutturali derivanti principalmente da dislocazioni tettoniche sono frequenti all'interno dei gruppi del Puez-Gardenaccia e del Sella. La porzione orientale di quest'ultimo, in particolare, presenta un profilo E-W caratterizzato da una serie di gradini delimitati da nette scarpate, connessi alla

presenza di un fascio di faglie post-oligoceniche dirette prevalentemente N-S (sulla principale delle quali è impostata la Val de Mesdi).

D'altra parte il versante Col Alto - Pralongia - Chertz, costituito interamente dai terreni della Formazione di S. Cassiano e della Formazione di La Valle, presenta una morfologia completamente diversa da quella appena descritta, caratterizzata da pendii non particolarmente acclivi e dolcemente ondulati in corrispondenza dei termini più erodibili; si rinvengono comunque scarpate e brusche variazioni di pendenza che, seppur direttamente originate o rimodellate da fenomeni gravitativi, risultano legate all'evoluzione neotettonica della faglia verticale destrorsa che interessa l'intero versante con direzione NNW di cui si è riferito in precedenza.

Durante il periodo würmiano la conca di Corvara in Badia rappresentò la confluenza tra il ghiacciaio badiota che, seguendo la vallata del Rio Gadera avanzava dalla Val Pusteria alla Val Badia, e le lingue glaciali che attraverso i passi Gardena e Campolongo transfluivano verso la Val Badia dalle adiacenti Val Gardena e Valle del Cordevole (MUTSCHLECHNER, 1933; LEONARDI, 1967). Nonostante depositi riferibili a tali fasi pleniglaciali siano attualmente rilevabili solo nei pressi di Verda (MUTSCHLECHNER, 1933; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1977), la presenza degli estesi ghiacciai würmiani risulta ben evidenziata sul versante settentrionale del Sella dalle numerose striature e levigature presenti fino a quota 2200 m circa sulle pareti della megabreccia di Passo Gardena e dallo sbocco sospeso della Val de Mesdi. Presso il Col da Gai (Gruppo del Sella) sono inoltre rilevabili trincee da espansione laterale dovute molto probabilmente ai rilasci di tensione che, dopo il ritiro dei ghiacciai würmiani, hanno interessato gli ammassi rocciosi (PANIZZA, 1973). Meglio preservate risultano le forme ed i depositi stadiali presenti lungo le valli secondarie e le vette dei gruppi Sella e Puez-Gardenaccia. Nell'area del Vallon (versante orientale del Sella) risultano inoltre ben conservati circhi ed altre forme e depositi originati o rimodellati dal glacialismo olocenico.

Le forme periglaciali, costituite essenzialmente da coni e falde di detrito, risultano alquanto estese sui rilievi dei gruppi del Sella e del Puez-Gardenaccia. La morfologia di tali coni e falde detritici risulta a volte parzial-

mente condizionata dall'azione delle valanghe e delle acque correnti superficiali. Lungo i canali di valanga, spesso presenti su coni e falde detritiche, hanno infatti luogo sporadici fenomeni di trasporto in massa che si esplicano secondo le modalità tipiche delle colate di detrito. Alla base di alcuni coni si rinvergono infatti estesi lobi di detrito dove la gradazione del materiale risulta, a zone, inversa. Al piede di alcuni coni e falde presenti nelle zone del Vallon (Gruppo Sella) e della Val Chedul (Gruppo Puez-Gardenaccia) la prolungata permanenza di placche di neve a terra nel periodo primaverile favorisce tuttora lo sviluppo di piccole nivomorene. Due piccoli *rock glacier* inattivi sono presenti, praticamente affiancati, al piede del versante destro della Val Chedul.

I depositi alluvionali e torrentizi, pur essendo diffusi lungo il letto attuale dei principali corsi d'acqua, risultano abbondanti solo nella piana di Corvara. Tali depositi, caratterizzati dall'alternanza tra livelli prevalentemente sabbiosi o ghiaiosi e livelli prevalentemente argillosi, presentano al loro interno (fino a -10 m dal p.c., al di sotto della stazione di valle della Funivia Boè, Corvara) lenti di argille altamente torbose. Queste, unitamente alla presenza di due terrazzi modellati dal Rio Pisciadù ad ovest di Colfosco, possono indicare che la piana di Corvara è stata in passato temporaneamente sommersa dalle acque di un lago la cui origine fu con ogni probabilità legata allo sbarramento del Rio Gadera da parte di una frana staccatasi dalle Torri del Sassongher o dal versante nord occidentale del Col Alto - Piz La Villa.

Accumuli derivanti da fenomeni franosi di varia tipologia ed estensione sono largamente diffusi lungo i pendii e le vallate circostanti la conca di Corvara in Badia. I fattori geologico-strutturali che maggiormente favoriscono il verificarsi di dissesti sono: l'intensa tettonizzazione e fratturazione degli ammassi rocciosi; la sovrapposizione di rocce dolomitiche a comportamento rigido a rocce della successione bacinale aventi prevalentemente comportamento duttile; i movimenti neotettonici della dislocazione destrorsa interessante il settore orientale del Puez-Gardenaccia ed il versante Col Alto - Pralongià - Chertz e, probabilmente, della faglia sinistrorsa della Val de Mesdi (Gruppo del Sella); le caratteristiche meccaniche della Formazione di La Valle e della Formazione di S. Cassiano. Queste ultime, infatti, essendo costituite prevalentemente da alter-

nanze decimetriche di pacchi di argilliti fittamente stratificate e strati marnoso-arenacei più competenti, risultano facilmente alterabili e tendono a deformarsi in maniera sostanzialmente plastica ogni qualvolta gli strati marnoso-arenacei risultano intensamente fratturati.

Lungo i versanti ove affiorano tali formazioni si sono pertanto sviluppati movimenti per scivolamento e colata che interessano ingenti spessori di roccia e di materiale di alterazione; gran parte di tali fenomeni risulta tuttora attiva o quiescente. Accumuli di frana per crollo si rinvergono alla base del versante Col Alto - Piz La Villa e del Col Maladat, in corrispondenza del settore nord-orientale del Sella e del versante meridionale della Gardenaccia (tra cui la frana di Pescosta). Numerose risultano le frane complesse, tra cui quelle di Corvara, che sarà ampiamente descritta in seguito, di Passo Gardena e di Colfosco. La frana di Passo Gardena rappresenta uno scivolamento in blocco che ha interessato la Dolomia Cassiana del Gruppo Puez-Gardenaccia a cui hanno fatto seguito scivolamenti rotazionali e colamenti delle sottostanti formazioni a maggior plasticità; la frana di Colfosco è uno scivolamento che ha rimobilizzato massi, anche decametrici, derivanti da crolli, valanghe di roccia e colate di detrito. Si ricordano inoltre i dissesti collegati alla dinamica della frana di Corvara interessanti i rilievi ad essa circostanti (tra i quali il Pralongià e il versante che da Corvara sale alla località Braida Fraida), le frane per scivolamento rotazionale e colata del Passo Incisa e del Bosco Campolongo (con vasti settori tuttora attivi), la frana dell'altopiano di Chertz ed infine lo scivolamento in blocco del Bec de Rocas che presenta una dinamica per alcuni aspetti analoga a quella della frana di Passo Gardena.

IL CASO DELLA FRANA DI CORVARA

La frana di Corvara è un fenomeno di tipo complesso che prende origine dagli scorrimenti rotazionali in roccia e dai colamenti di terra e fango che interessano i terreni della Formazione di La Valle e della Formazione di S. Cassiano affioranti a SE di Corvara tra la località Braida Fraida e il margine settentrionale dell'altopiano del Pralongià (figg. 6 e 7).

Il corpo di frana, che occupa complessivamente una superficie di circa 3 km², è suddivisibile in tre grandi unità morfologiche:

l'area sorgente, la zona di trasporto e la zona di accumulo (tab. 1).

L'area sorgente presenta una morfologia complessa, caratterizzata da tre settori notevolmente depressi (zone di alimentazione 1, 2 e 3; cfr. fig. 6 e tab. 1) separati da dossi e da un versante (di Punta Trieste) interessato da fenomeni tettonico-gravitativi che danno luogo ad una serie di gradini in corrispondenza di linee di frattura dirette N-S. La morfologia dell'area sorgente indica chiaramente come la frana di Corvara si sia evoluta a seguito di scivolamenti rotazionali retrogressivi di estese porzioni di versante su superfici di scorrimento piuttosto profonde (fig. 8). A un coronamento costituito prevalentemente da scarpate verticali o sub-verticali seguono infatti, in corrispondenza della testata dei blocchi ribassati, brusche variazioni di pendenza e scarpate se-

condarie che, ove attive, mettono in mostra ammassi rocciosi nei quali l'originaria stratificazione risulta completamente conservata.

In base alle suddette evidenze morfologiche e all'estensione del dissesto, si può ipotizzare che lo scivolamento rotazionale abbia interessato il versante fino ad una profondità di 40-50 m. Pertanto i dossi presenti all'interno dell'area sorgente possono essere interpretati come lembi di versante ribassati rispetto alla posizione originaria, ma non ancora completamente coinvolti nel franamento.

I dati ottenuti da sondaggi effettuati nei pressi del vicino Piz di Sorega, interessato da fenomeni di scivolamento e colata simili a quelli della frana di Corvara, fanno ritenere che la copertura detritica presente all'interno dell'area sorgente sia caratterizzata da una grande abbondanza di materiali argilloso-li-

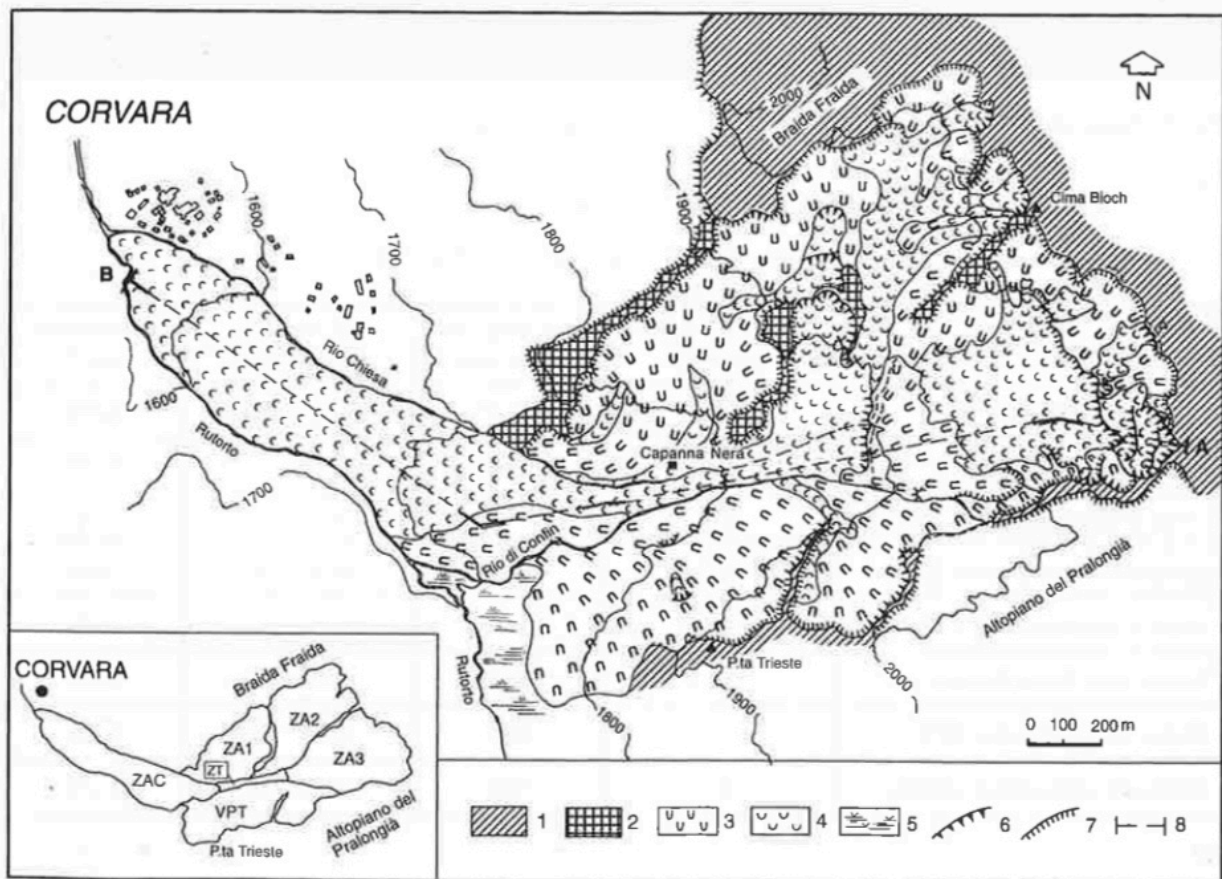


Fig. 6 - Schizzo geomorfologico della frana di Corvara. LEGENDA: 1) substrato roccioso (Formazione di La Valle e Formazione di S. Cassiano); 2) ammasso roccioso dislocato; 3) corpo di frana quiescente; 4) corpo di frana attivo; 5) depositi alluvionali e lacustri; 6) scarpata di frana attiva; 7) scarpata di frana quiescente o inattiva; 8) traccia di sezione; ZA1) zona di alimentazione 1; ZA2) zona di alimentazione 2; ZA3) zona di alimentazione 3; ZT) zona di trasporto; ZAC) zona di accumulo; VPT) Versante Punta Trieste.



Fig. 7 - Panoramica della frana di Corvara vista dal Gruppo del Sella (foto M. Gandolfi, 1996).

TABELLA 1

Caratteristiche morfometriche della frana di Corvara

FRANA DI CORVARA	larghezza max (m)	lunghezza max (m)	quota (m) max - min.	superficie (km ²)
Corpo di frana	1250	3550	2088 - 1540	3.04
Area sorgente	1250	1150	2088 - 1750	2.25
Zona di alimentazione 1 (ZA1)	550	750	1950 - 1750	0.37
Zona di alimentazione 2 (ZA2)	625	1150	2050 - 1800	0.68
Zona di alimentazione 3 (ZA3)	750	1000	2088 - 1800	0.70
Versante di Punta Trieste (VPT)	1400	450	1970 - 1750	0.50
Zona di trasporto (ZT)	150	600	1800 - 1720	0.09
Zona di accumulo (ZAC)	400	1800	1720 - 1540	0.70

mosi, nei livelli più superficiali (primi 5-10 m), e dalla presenza, al di sotto di tale spessore, di grossi blocchi marnoso-arenacei, anche metrici, immersi in una matrice costituita prevalentemente da ghiaia ed argilla. È

probabile che nelle zone più interne dell'area sorgente lo spessore complessivo di tali materiali sciolti sia nell'ordine di 40-50 m.

Attualmente l'evoluzione morfologica dell'area sorgente è caratterizzata da un arretra-

mento della scarpata principale e da scivolamenti e/o colamenti secondari che coinvolgono periodicamente limitate porzioni del corpo di frana, dando luogo a numerosi accumuli. Questi sono diffusi soprattutto in corrispondenza delle zone di coronamento, sui fianchi dei dossi stabilizzati che separano le varie porzioni attive e lungo il versante che dal Rio di Confin sale a Punta Trieste. Alcuni accumuli, per le loro precarie condizioni di stabilità, hanno un'elevata probabilità di riattivazione a breve termine; altri, invece, sono soggetti a movimenti saltuari che si esplicano nell'arco di decine d'anni; altri ancora sono completamente ricoperti di vegetazione e quindi da ritenersi quiescenti da lungo tempo.

I dissesti attivi si sviluppano in prevalenza nelle zone più interne dell'area sorgente e sono per lo più rappresentati da colamenti che interessano spessori non noti (presumibilmente i primi 10 metri ricchi in argilla e limo) della copertura detritica.

La velocità di movimento delle colate di terra varia in relazione al grado di saturazione dei materiali coinvolti. In alcuni casi il materiale argilloso e il detrito grossolano, completamente amalgamati, permangono allo stato plastico-viscoso per l'intero arco dell'anno, dando luogo a vere e proprie colate di fango.

Queste ultime si sviluppano soprattutto nelle aree poste al piede delle scarpate attive e all'interno o in prossimità della zona di trasporto, che costituisce (tra circa 1800 e 1700 m di quota) il settore di raccordo tra la zona sorgente e la zona di accumulo.

La zona di accumulo è rappresentata da una potente colata incanalatasi entro il fondovalle del Rutorto all'altezza del km 36 della S.S. 244 (quota 1720 m circa) il cui piede arriva a lambire l'abitato di Corvara alla quota di circa 1540 m (fig. 9).

Datazioni radiometriche di materiale organico, rinvenuto a circa 5 m di profondità nel tratto intermedio dell'accumulo, hanno fornito un'età convenzionale di 2490 ± 60 BP (Beta-93975). L'età calibrata, ad 1 σ di confidenza (68%), risulta compresa negli intervalli 780-485 BC e 465-425 BC.

Indagini geognostiche effettuate dall'A.N.A.S. di Bolzano hanno evidenziato che, fino alla profondità di 40 m, l'accumulo è costituito dall'irregolare alternanza di livelli prevalentemente ghiaiosi a matrice limo-argillosa, livelli prevalentemente argillosi con sparse ghiaie e lembi rocciosi anche di notevoli dimensioni.

La superficie dell'accumulo mostra numerose strutture compressive e riattivazioni, che

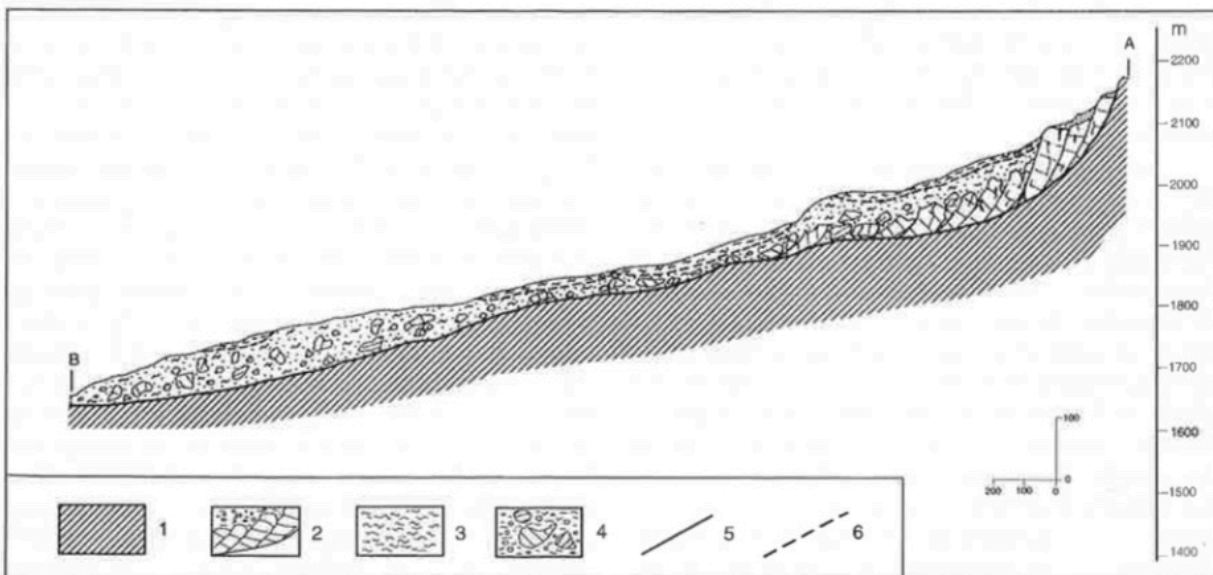


Fig. 8 - Sezione schematica della frana di Corvara. LEGENDA: 1) substrato roccioso (Formazione di La Valle e Formazione di S. Cassiano); 2) porzioni di versante soggette a scivolamenti rotazionali retrogressivi ricoperte da limi, argille e ghiaie; 3) argille e limi soggetti a scivolamenti e/o colamenti attivi; 4) blocchi di roccia, ghiaie, limi ed argille costituenti la zona di accumulo; 5) superficie di scorrimento principale presunta; 6) superficie di scorrimento secondaria presunta.



Fig. 9 - Parte terminale dell'accumulo della frana di Corvara. Sullo sfondo l'abitato di Corvara in Badia (foto M. Gandolfi, 1995).

spesso coinvolgono porzioni della S:S. 244 che collega Corvara in Badia a Passo Campolongo. La maggior parte di tali riattivazioni sembra essere strettamente legata ai diffusi fenomeni di scalzamento al piede che si verificano sui fianchi dell'accumulo ad opera del Rutorto e del Rio Chiesa o a situazioni di locale saturazione e fluidificazione dei materiali argillosi.

Nella zona di accumulo si riscontrano ulteriori indizi di instabilità, come le deformazioni subite dalle briglie di regimazione del Rutorto, l'annuale perdita di allineamento dei piloni di linea della sciovia Costes de L'Ega e i diversi movimenti che hanno fatto registrare sia la stazione di valle che i primi piloni di linea della sciovia Pralongià 1. Tuttavia l'avanzamento del piede della frana in direzione dell'abitato di Corvara risulta al momento pressoché nullo: ciò è indubbiamente dovuto all'azione erosiva del Rutorto e del Rio Chiesa che provoca il progressivo smantellamento del materiale di frana. Qualora questa situazione di equilibrio venisse alterata, per aumento dell'alimentazione da monte e/o per diminuzione della capacità erosiva dei torrenti, certamente potrebbero verificarsi circostanze di rischio per l'abitato di Corvara e le sue infrastrutture.

Analizzando le fotografie aeree del 1954, 1959, 1970 e 1985 relative alla frana di Corvara è stato possibile apprezzare come si sia verificato un progressivo incremento del numero e dell'estensione dei dissesti attivi all'interno dell'area sorgente e come, invece, l'attività del piede della frana non abbia subito significative variazioni nel trentennio considerato (fig. 10). In particolare, a partire dal 1959 e fino al 1970, sono stati rilevati indizi morfologici testimoniando una progressiva riattivazione del settore nord-orientale dell'area sorgente, delle zone in prossimità del dosso roccioso centrale e dei settori posti ai piedi del coronamento principale. In seguito alla riattivazione di alcuni tratti del coronamento principale e al progressivo smantellamento del dosso roccioso centrale, le colate attive hanno assunto un'estensione paragonabile a quella attuale già prima del 1970. Modeste variazioni del grado d'attività di talune colate si sono inoltre avute nel settore meridionale dell'area sorgente (settore peraltro interessato da estese riattivazioni nell'ultimo decennio), lungo il versante che dal Rio di Confin sale a Punta Trieste e nelle zone dell'area sorgente poste nelle immediate vicinanze del rifugio Capanna Nera.

Confrontando infine la situazione del periodo 1970-1985 con la situazione attuale è stato possibile constatare come le opere di drenaggio, sostegno e piantumazione effettuate in questi ultimi anni siano risultate del tutto impotenti di fronte alla generale tendenza alla riattivazione di vaste porzioni dell'area sorgente.

PROPOSTA DI INDAGINI E DI INTERVENTI

Nel caso specifico della frana di Corvara, la ricostruzione delle vicende geomorfologiche passate, le ricerche sulle notizie storiche nella regione e l'individuazione della dinamica geomorfologica in atto hanno permesso di ottenere un quadro sufficientemente esaustivo dell'evoluzione nel tempo e nello spazio del fenomeno di dissesto, evidenziando le molteplici connessioni con cause geologiche, climatiche etc.

Sulla scorta dei risultati ottenuti è stata programmata una serie di indagini che permetteranno di ottenere più approfondite conoscenze relative alla modalità di evoluzione ed alla cinematica del fenomeno stesso. Queste comprendono:

- l'esecuzione di un volo a bassa quota e la restituzione fotogrammetrica delle relative fotografie aeree;
- la redazione di una carta geomorfologica alla scala 1:5000;
- la datazione di eventi franosi antichi con metodi radiometrici;
- l'esecuzione di indagini geofisiche;
- l'installazione di un sistema di monitoraggio e sorveglianza.

Le foto aeree recenti permetteranno sia di ottenere una carta topografica aggiornata sia di evidenziare i vettori spostamento superficiali del corpo di frana. Ciò sarà reso possibile grazie all'utilizzo di Sistemi Informativi

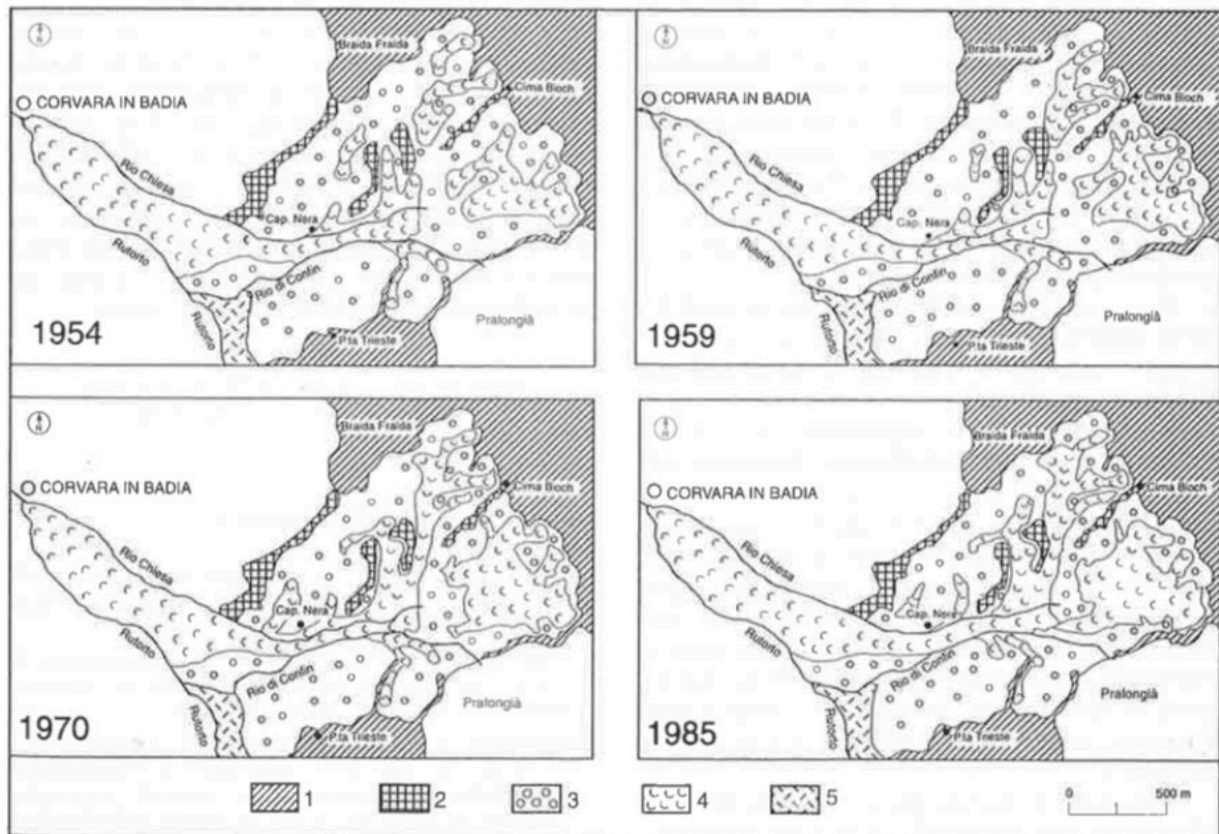


Fig. 10 - Stato di attività della frana di Corvara tra il 1954 ed il 1985. LEGENDA: 1) substrato roccioso (Formazione di La Valle e Formazione di S. Cassiano); 2) ammasso roccioso dislocato; 3) corpo di frana quiescente; 4) corpo di frana attivo; 5) depositi alluvionali e lacustri.

Territoriali, da un lato, georeferenziando foto aeree multitemporali e confrontando la posizione di elementi omologhi del corpo di frana in periodi successivi e, dall'altro, paragonando i modelli digitali del terreno derivanti dalla carta tecnica provinciale del 1985 e della carta topografica aggiornata al 1996.

La cartografia geomorfologica di dettaglio rappresenterà lo strumento conoscitivo di base sullo stato di attività del corpo di frana e costituirà l'elaborato di partenza per la redazione di una carta della pericolosità da frana; essa contribuirà, peraltro, a programmare adeguatamente gli interventi di prospezione e monitoraggio.

Le informazioni raccolte sugli eventi di dissesto passati, in particolare quelle derivanti da datazioni radiometriche, consentiranno di delineare un quadro della ricorrenza nel tempo del fenomeno e di ottenere dati significativi ai fini della valutazione dei tempi di riattivazione.

I metodi geofisici (sondaggi sismici ed elettrici) saranno utilizzati, soprattutto nella zona di alimentazione, al fine di valutare gli spessori del materiale coinvolto nel movimento e verificare l'esistenza e la profondità della superficie di scorrimento basale associabile all'originario fenomeno di scorrimento rotazionale. Tali misure saranno tarate con fori esplorativi che serviranno anche per l'installazione di tubi inclinometrici, estensimetri e piezometri per definire le aree più attive e l'entità degli spostamenti.

Per quanto riguarda il monitoraggio della frana, il primo intervento dovrebbe essere volto alla creazione di una rete di capisaldi per rilievi topografici di precisione. È necessario tenere sotto controllo soprattutto la zona di accumulo con uno stendimento longitudinale di 8-10 punti di misura e alcune sezioni trasversali composte da 5-8 punti ciascuna. I movimenti di questi capisaldi potranno essere rilevati da due postazioni fisse poste rispettivamente a Col Pradat e a Col Alto. Per controllare i movimenti superficiali dell'accumulo si prevede anche l'impiego di tecniche satellitari e la restituzione cartografica di più serie di riprese aeree già disponibili e in fase di realizzazione.

Associato a questo tipo di controllo, che fornirebbe dati periodici, si prevede l'installazione, in appositi fori di sondaggio, di estensimetri e di tubi piezometrici per il rilevamento in continuo degli spostamenti in

profondità e del livello di falda all'interno, non solo dell'accumulo, ma anche della zona di alimentazione e trasporto. Nella prima area si prevede la realizzazione di 3-4 fori, equipaggiati con tubi inclinometrici, estensimetri e piezometri, in posizione assiale affinché essi non risentano dei dissesti legati all'erosione laterale operata dai due corsi d'acqua. Queste indagini potrebbero fornire anche l'esatto spessore del corpo di frana in questo settore e permettere, congiuntamente ai rilievi topografici, di definire lo stile di movimento e le modalità di evoluzione del fenomeno.

Poiché lo studio della frana di Corvara è inserito nel progetto europeo NEWTECH, finalizzato all'individuazione e alla sperimentazione di nuove tecnologie per lo studio e la sorveglianza di versanti instabili, si prevede l'impiego di nuovi sistemi quali fibre ottiche e cavi coassiali per l'individuazione degli spostamenti in profondità, microonde e laser per la valutazione degli spostamenti superficiali. L'area è quindi destinata a diventare una sorta di laboratorio per l'impiego e la sperimentazione di tecnologie di avanguardia.

Tutto questo dovrebbe perciò contribuire a definire in maniera rigorosa la pericolosità legata alla presenza di un fenomeno così vasto e complesso; da ciò sarà possibile valutare l'entità del rischio, in rapporto all'alta vulnerabilità di Corvara in Badia. Si otterrebbero dunque indicazioni sulle aree più attive, su quelle potenzialmente coinvolgibili nel fenomeno e sulle zone di risentimento legate ad un eventuale estensione del movimento.

Manoscritto pervenuto il 12 Marzo 1998.

Testo approvato per la stampa il 21 Giugno 1998.

Ultime bozze restituite il 13 Novembre 1998.

BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1955) - *Le «dislocazioni delle cime» (Gipfelfaltungen) delle Dolomiti*. Ann. Univ. di Ferrara, N.Se., sez. 9, 2 (2), 65-185.
- ACCORDI B. (1957) - *Nuove ricerche sui corrugamenti di vetta (Gipfelfaltungen) delle Dolomiti Occidentali*. Boll. Soc. Geol. It., 76 (1), 223-248.
- AMBROSETTI P., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G., VEZZANI L. & ZANFERRARI A. (1983) - *Neotectonic map of Italy*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Quaderni della ricerca scientifica, 114 (4).
- AMPFERER O. (1929) - *Einige Beispiele von Kerbwirkung und Reliefüberschiebung aus den Südtiroler Dolomiten*. Jb. Geol. Bundesanst., 79, 307-332.

- BOSELLINI A. (1964) - *Stratigrafia, petrografia e sedimentologia delle facies carbonatiche al limite Permiano-Trias nelle Dolomiti Occidentali*. Mem. Mus. Stud. Nat. Ven. Trid., **15** (2), 59-110.
- BOSELLINI A. (1965) - *Lineamenti Strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias*. Mem. Mus. Stud. Nat. Ven. Trid., **15** (3), 1-72.
- BOSELLINI A. (1967) - *La tematica deposizionale della «Dolomia Principale» (Dolomiti e Prealpi venete)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, 133-169.
- BOSELLINI A. (1968) - *Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali*. Atti Acc. Naz. Lincei, anno 365 (cl. sc. fis., mat. e nat.), ser. 8-9 (sez. 2a), 1-32.
- BOSELLINI A. (1982) - *Geologia dei Passi dolomitici circostanti il Gruppo del Sella*. In: A. Castellarin & G.B. Vai (eds.), Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. Reg. Soc. Geol. It., 267-272.
- BOSELLINI A., NERI C. & STEFANI M. (1996) - *Geologia delle Dolomiti. Introduzione Geologica. Guida alla Escursione Generale. 78ª Riunione Estiva. San Cassiano (Bz), 16-18 settembre 1996*. Società Geologica Italiana, 120 pp.
- CARTON A., CASTALDINI D., MANTOVANI F., PANIZZA M. & SPINA R. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei Fogli 11 (M. Marmolada) e 97 (San Marcello Pistoiese)*. In: Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. **155**, 227-246.
- CARTON A., CASTALDINI D. & PANIZZA M. (1980) - *Schema neotettonico riassuntivo dell'area fra Trento e Cortina d'Ampezzo (Fogli P.P. Bolzano (10), M. Marmolada (11), Cortina d'Ampezzo (12), Trento (21) e Feltre (22))*. In: Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubbl. **356**, 621-641.
- 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. & VAI G.B. (1982) - *Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide Geol. Reg. Soc. Geol. It., Suppl. Mem. Soc. Geol. It., **24**, 386 pp.
- 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, Bolzano-Trento 7-15 settembre 1930, **2**, 4 pp.
- CASTIGLIONI B. (1936) - *Sugli stadi post-würmiani nelle Alpi orientali*. Verhandl. der III Intern. Quartär. Konferenz, Wien, 106-109.
- CASTIGLIONI G.B. (1964) - *Sul morenico stadiale delle Dolomiti*. Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. di Padova, **24**, 16 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. (1990) - *Anatomy of an overthrust*. Annales Tectonicae, **4** (1), 68-82.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundschau, **76**, 735-754.
- JONES D.K.C. (1992) - *Landslide hazard assessment in the context of development*. In: G.J.H. McCall, D.J.C. Laming & S.C. Scott (eds.), Geohazards. Chapman & Hall, London, 117-141.
- 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, Wien, 102-105.
- LEONARDI P. (1967) - *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave*. Ed. Manfrini, Rovereto, 1019 pp.
- LORIGA BROGLIO C. & NERI C. (1995) (eds.) - *Verso una definizione del limite Ladinico-Carnico nel Sudalpino orientale*. Annali Università di Ferrara, Sci. Terra, **5**, suppl., 111 pp.
- MARINELLI O. (1910) - *I ghiacciai delle Alpi Venete*. Memorie Geografiche G. Dainelli, Suppl. Riv. Geograf. It., **11**, 1-289.
- MOJSISOVIC E.M. (1879) - *Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien*. Beitrage zur Bildungsgeschichte der Alpen. A. Holder, Wien, 552 pp.
- MUTSCHLECHNER G. (1933) - *Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein (Südtiroler Dolomiten)*. Jb. Geol. Bundesanst., **83**, 200-232.
- NANGERONI G. (1938) - *Morfologia del Gruppo del Sella e della regione di Barbellino*. Pubbl. Univ. Catt. Sacro Cuore Milano, Sez. X, Scienze Geografiche, **2**, 62 pp.
- NERI C., RUSSO F., MASTANDREA A. & BARACCA A. (1995) - *Litostratigrafia, ammonoidi e conodonti della Formazione di S. Cassiano: la sezione dei Prati di Stuares (Stuares-Wiesen, Dolomiti)*. Annali Università di Ferrara, Sci. Terra, **5**, suppl., 59-74.
- OGLIVIE GORDON M.M. (1899) - *The Torsion-Structure of the Dolomites with description and map of Sella Massive*. Quart. Journ. Geol. Soc. London, **55**.
- OGLIVIE GORDON M.M. (1929) - *Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo*. Jb. Geol. Bundesanst., **79** (3-4), 357-424.
- PANIZZA M. (1973) - *Glacio Pressure Implications in the Production of Landslides in the Dolomitic Area*. Geol. Appl. Idrogeol., **8** (1), 289-297.
- PANIZZA M. (1982) - *Introduction to the morphotectonics problems*. Proc. IGU Morphotectonics Working Group, Rio Claro-Brasil, 48-57.
- PANIZZA M. (1996) - *Environmental Geomorphology*. Elsevier, Amsterdam, 268 pp.
- PANIZZA M., CARTON A., CASTALDINI D., MANTOVANI F. & SPINA R. (1978) - *Esempi di morfoneotettonica nelle Dolomiti occidentali e nell'Appennino modenese*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **1** (1), 28-54.
- PASUTO A. & SOLDATI M. (1996) - *Landslide hazard*. In: M. PANIZZA (ed.), *Environmental Geomorphology*. Elsevier, Amsterdam, 64-88.

- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E. (1978) - *Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali)*. Mem. Soc. Geol. It., **18**, 63-92.
- REITHOFER O. (1928) - *Geologie der Sellagruppe (Südtiroler Dolomiten)*. Jb. Geol. Bundesanst., **78** (3), 529-579.
- RICHTHOFEN F. VON (1860) - *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seiser Alpe in Südtirol*. Gotha, Perthes.
- ROSSI D. (1957) - *Gli aspetti morfologici delle cime dolomitiche*. Boll. Soc. Geol. It., **76** (1), 46-66.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Foglio 11 «M. Marmolada»*. Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000, 2^a edizione.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1977) - *Foglio 028 «La Marmolada»*. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000.
- SIORPAES C. (1990) - *Evoluzione strutturale degli Altipiani Ampezzani (Dolomiti Orientali)*. Tesi di Dottorato inedita, Università degli Studi di Padova.
- SLEJKO D., CARULLI G.B., NICOLICH R., REBEZ A., ZANFERRARI A., CAVALLIN A., DOGLIONI C., CARRARO F., CASTALDINI D., ILLICETO V., SEMENZA E. & ZANOLLA C. (1989) - *Seismotectonics of the Eastern Southern-Alps: a review*. Boll. Geof. Teor. ed Appl., **31** (122), 109-136.
- URLICHS V.M. (1974) - *Zur stratigraphie und Ammonitenfauna der Cassianer Schichten von St. Cassian (Dolomiten, Italien)*. Schriftenr. Erdwiss. Kom. Osterr. Akad. Wiss., **2**, 207-222.
- VIEL G. (1979) - *Litostratigrafia ladina: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **85**, 85-125 e 297-352.
- ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CAROBENE L., CARTON A., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., PANIZZA M., PELLEGRINI G.B., PIANNETTI F. & SAURO U. (1982) - *Evoluzione neotettonica dell'Italia Nord-Orientale*. Mem. Sci. Geol., **35**, 355-376.