

GIUSEPPE OROMBELLI (*) & UGO SAURO (**)

I LAVINI DI MARCO: UN GRUPPO DI FRANE OLOCENICHE NEL CONTESTO MORFONEOTETTONICO DELL'ALTA VAL LAGARINA (TRENTINO) (***)

Abstract: OROMBELLI G. & SAURO U., *The Lavini di Marco: a complex of Holocene landslides in the morphoneotectonic context of high Val Lagarina (Val d'Adige, Southern Alps, Italy).*

This report examines a group of seven large landslides on the western slope of Mount Coni Zugna, between Rovereto and Serravalle all'Adige (Trentino, Southern Alps, Italy), of which the largest is the complex landslide known as Lavini di Marco.

The morphological features of the failure and accumulation zones are described, and the chronological order of events is tentatively established, by means of dating of buried soils and analysis of the different degree of development of the karstic corrosion microforms. The evolution of this large slope in the regional morphotectonic context is also considered.

The landslides examined here, which involved the large dip slope of a monoclinial relief of hogback type, may be classified as translational slides, some of which evolved into debris avalanches. The differences in altitude range between 300 and 1200 m and the distances travelled between a few dozen meters and about 5 km.

The thicknesses involved are generally small and in any case less than approximately 100 m; the volumes mobilized range between 0,5 and 200 million m³. In some landslides or parts of them sliding soon stopped, without reaching complete dismembering and crushing of the rocky masses, while in other cases the mobilized masses were completely crushed and transformed into debris avalanches, capable of flowing for considerable horizontal distances, even along the valley bottom (more than 1,5 km in the case of the main debris deposit).

The modes of flow of these debris avalanches may be interpreted by recalling some internal structures observed in artificial sections of the quarry faces in the Lavini di Marco:

- concentration and «floating» of the coarser boulders on the surface;
- fine matrix, clearly dominant at depth;
- flow sub-units, which maintain their identity to a certain extent both lithologically and morphologically, forming concentric imbricated structures whose thrust planes dip towards the interior of the accumulation zone. The superficial morphology of these structures is provided either by a succession of small crescent-shaped banks, or by belts of different grain size, as shown by vegetation.

(*) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano, e Centro di Studio per la Stratigrafia e la Petrografia delle Alpi Centrali del CNR.

(**) Dipartimento di Geografia dell'Università di Padova.

(***) Ricerca svolta nell'ambito del Progetto Nazionale di Ricerca «Morfoneotettonica», Fondi 40% del M.P.L., Gruppo locale di Padova. Questa ricerca è frutto di una stretta collaborazione dei due autori, che hanno rilevato insieme sul terreno e steso e discusso il testo.

From the viewpoint of typologies, spatial interrelations and relative ages, obtained from analysis of the degree of development of corrosion microforms, most of the landslides may be coeval, except for the slide at 772 m, which is older than the main slide. This is also confirmed by a C14 dating of one of its buried soils (5630 ± 80 B.P.).

The large Lavini slide is of complex type: parts of the niche and of the slide surface are still active or at least subject to slow descent and deformation. The accumulation zone is composed of both «I Lavini» and the «Gran Ruina» near the houses of Pinera (marked Lavini di Marco on the topographic map).

Its emplacement may be coeval with that of the Varini slide, to which an age of 1300 B.P., calculated on a buried soil, is attributed (this age, if calibrated, may be considered compatible or quasi-compatible with the High Medieval ages of 369 and 883 A.D., found in some historical records).

The degree of development of karst microforms on the rocky surfaces indicate that, in this 6 km-long sector of the left slope of the Val d'Adige, at least two separate landslide events occurred, involving several accumulations, not always clearly separate from each other. The most spectacular of these two events was the more recent, which all data and finding so far available indicate as historical. This means that the phenomenon of large scale landslides was repeated during the Holocene, and many morphological signs indicate that the great slope is still involved in deformational processes which may produce future landslides.

The problem therefore arises of careful evaluation of morphotectonic signs, which may support the correlation between earthquakes and landslides. The literature contains many indications and evidence of active tectonics in this part of the Southern Alps.

Many morphological aspects of the Coni Zugna ridge point to recent tectonic movements. In particular, large-scale ridge splitting with the formation of longitudinal furrows and opposed scarps may be observed for more than 3 km along the top of the ridge. These forms, caused by slope tectonics may be the consequence not only of gravity, but also tilting of the entire ridge, with a tendency towards uplifting in the eastern edge. The ridge is cut obliquely by NW-SE faults causing small fault scarps and flexures, expressions of recent or active tectonic deformation. In particular, in the lower part of the large dip slope on the northern margin of the main landslide there is a fault scarp facing NE, and a SW facing flexure scarp in the intermediate part of the slope. The flexure defining one part of the edge of the landslide niche may have formed during the landslide event. In this case the large slide may have been triggered by a seismo-tectonic event involving differential movements along the fault and the flexure. The collected data therefore tend to support the hypothesis of a seismo-tectonic trigger mechanism, which would also plausibly explain the contemporaneity of several contiguous landslides.

KEY WORDS: Morphoneotectonics, Large landslides, Southern Alps.

Riassunto: OROMBELLI G. & SAURO U., *I lavini di Marco: un gruppo di frane oloceniche nel contesto morfoneotettonico dell'Alta Val Lagarina (Trentino)*.

Nella nota viene preso in esame un complesso di grandi frane del versante occidentale del Monte Coni Zugna, tra Rovereto e Serravalle all'Adige, delle quali la più nota è la grande frana complessa, conosciuta come Lavini di Marco.

Sono state studiate le caratteristiche delle aree di distacco e di accumulo e si è cercato di stabilire una cronologia degli eventi. A tal fine sono stati datati suoli sepolti e si è analizzato il diverso grado di sviluppo delle forme di corrosione carsica. Infine si è considerata l'evoluzione di questo grande versante nel contesto morfoneotettonico regionale.

Queste frane, che hanno interessato il grande versante di stratificazione di un rilievo monoclinale del tipo *hogback*, possono essere classificate come frane di scivolamento traslativo, alcune delle quali evolutesi in valanghe di detrito. I dislivelli e le distanze percorse sono compresi rispettivamente tra 300 e 1200 m e poche decine di metri e circa 5 km. Gli spessori coinvolti sono in genere modesti e comunque inferiori al centinaio di metri ed i volumi mobilizzati sono compresi fra 0,5 e 200 milioni di m³. Mentre in talune frane o settori di frana lo scivolamento si è presto arrestato, senza che si giungesse ad una completa disarticolazione e frantumazione delle masse rocciose, in altri casi le masse mobilizzate si sono totalmente frantumate, trasformandosi in valanghe di detriti, capaci di fluire per considerevoli distanze orizzontali anche sul fondovalle (oltre 1,5 km nel caso dell'accumulo principale).

Le modalità di flusso di queste «valanghe di detrito» possono essere comprese tenendo presenti alcune strutture interne osservate in sezioni artificiali di fronti di cava nell'ambito dei Lavini di Marco:

- concentrazione e «galleggiamento» dei massi più grossolani in superficie,
- matrice fine nettamente dominante in profondità,
- subunità di flusso, che mantengono una certa individualità nei caratteri sia litologici, sia morfologici, formanti strutture embricate concentriche.

L'espressione morfologica superficiale di queste strutture è data da una successione di cercini e avvallamenti radiali e/o concentrici, o da bande a diversa granulometria evidenziate dalla vegetazione.

La grande frana dei Lavini è di tipo complesso, con parti della nicchia e delle superfici di distacco ancora attive o perlomeno soggette a lenta discesa e deformazione; il suo accumulo è costituito sia da «I Lavini» sia dalla «Gran Ruina» di località Pinera (Lavini di Marco nella carta topografica). La sua messa in posto potrebbe essere contemporanea con quella della frana di Varini cui si può attribuire l'età di 1300 B.P., calcolata su un suolo sepolto. Dalle date numeriche e dal grado di sviluppo delle microforme carsiche sui blocchi si può dedurre che in questo settore del versante sinistro dell'alta Val Lagarina lungo oltre 6 km, si siano verificati almeno due eventi di frana distinti nel tempo, dei quali almeno l'ultimo sarebbe riferibile all'epoca storica.

Dunque il fenomeno della caduta di grandi frane ha qui manifestato una recidività durante l'Olocene; per di più esistono numerosi indizi morfologici che il grande versante è tuttora interessato da processi deformativi, che preparerebbero futuri eventi di frana. Numerosi aspetti morfologici della dorsale di Coni Zugna fanno supporre movimenti tettonici recenti: il rilievo monoclinale, oltre che essere interessato da scarpate che documentano una tettonica di versante, è tagliato obliquamente da faglie di orientamento scledense (NW-SE) che vi determinano piccole scarpate di faglia e motivi a flessura, espressioni di una deformazione tettonica recente o in atto.

I dati raccolti sembrano rafforzare l'ipotesi di un innesco di tipo sismico, il quale renderebbe plausibile anche la contemporaneità di più frane contigue.

TERMINI CHIAVE: Morfoneotettonica, Grandi frane, Trentino.

PREMESSA

Da alcuni anni abbiamo avviato studi sulle «marocche» del Trentino meridionale ed in particolare su quelle della Valle dell'Adige fra Trento ed Ala, della Valle di Loppio, della bassa Valle del Sarca e della Valle di Molveno. Essi rappresentano uno sviluppo degli studi di morfoneotettonica iniziati già negli anni '70 nell'ambito del P.F. Geodinamica (SAURO, 1978; 1979; SAURO & MENEGHEL, 1980; CAVALLIN & *alii*, 1989 a; b; c). Nel corso delle indagini è subito emersa la grande complessità dei fenomeni di frana, sia per genesi e modalità di movimento, sia per pluralità e cronologia degli eventi.

In questo articolo prendiamo in esame unicamente le frane del versante occidentale del Monte Coni Zugna, tra Rovereto e Serravalle all'Adige, la più nota delle quali è la grande frana complessa conosciuta come «Lavini di Marco», menzionata nella Divina Commedia. Mediante ricerche sul terreno accompagnate da analisi di fotografie aeree abbiamo individuato le principali frane presenti, studiandone le caratteristiche delle aree di distacco e di accumulo e tentando di stabilire una cronologia degli eventi. A tal fine sono stati datati suoli sepolti e si è analizzato il diverso grado di sviluppo delle forme di corrosione carsica. Infine si è considerata l'evoluzione del grande versante, cui le frane sono geneticamente connesse, nel contesto morfoneotettonico regionale.

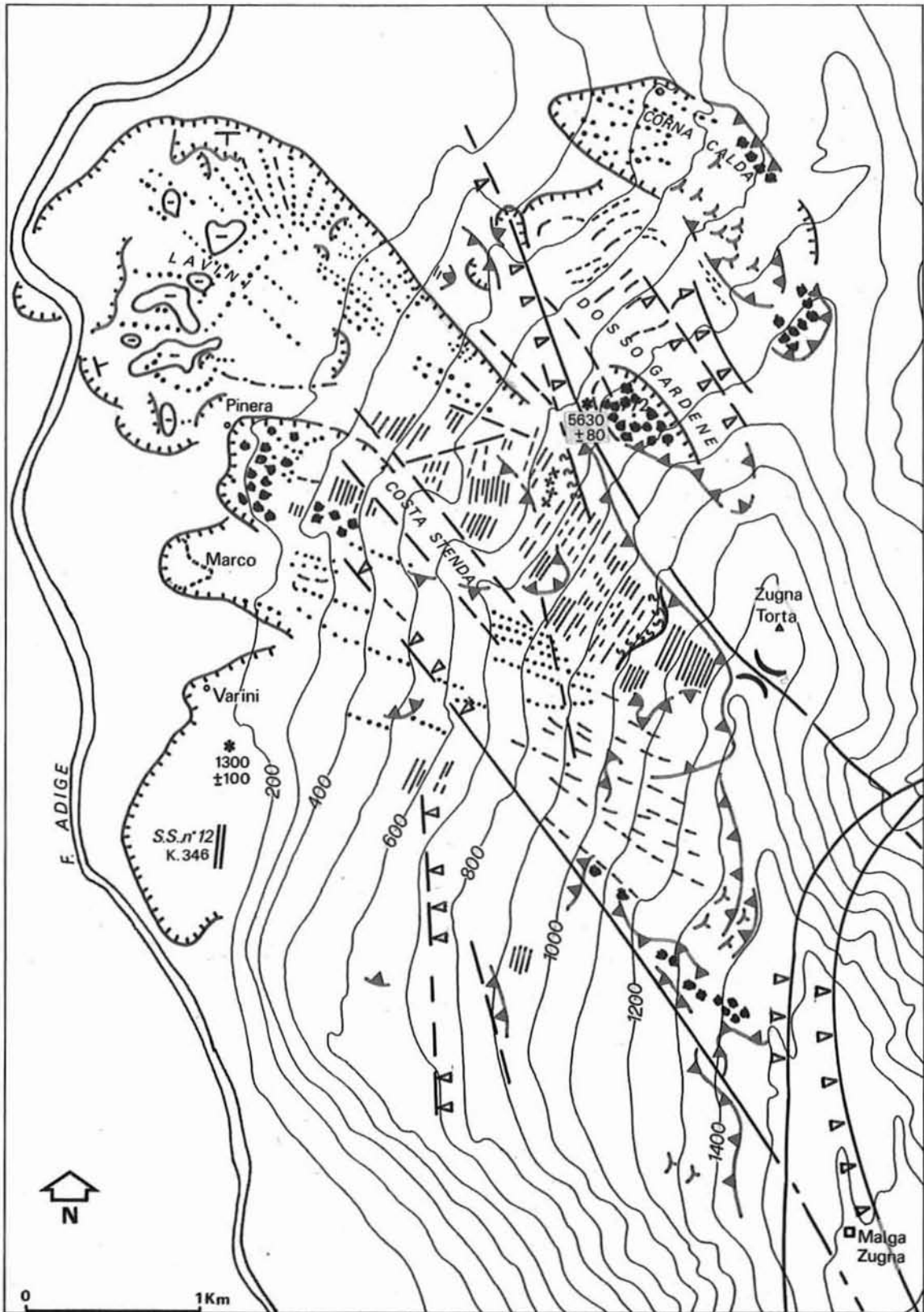
STUDI PRECEDENTI

Numerosi sono i lavori relativi alle «marocche» del Trentino meridionale fra i quali resta fondamentale la memoria di TRENER (1924). Degli studi di carattere storico e geologico relativi alle frane dell'area in esame ed in particolare ai Lavini di Marco si trova ampia rassegna in una memoria di FUGANTI (1969). Più recentemente di queste frane si sono occupati ABELE (1974), PERNA (1974), GORFER (1975), EISBACHER & CLAGUE (1984).

Noto è il dibattito sull'origine delle marocche, da alcuni ritenute tipiche frane, da altri morene o frane cadute su lingue glaciali e da queste rielaborate («frane morenizzate»). Anche quando ritenute frane, le marocche sono generalmente attribuite a collasso di versante per la mancata contropinta dei ghiacciai, al loro ritiro (TREVISAN, 1939; PERNA, 1974), nonostante ripetute indicazioni sull'età olocenica od addirittura protostorica e storica di molte di esse, come provato da ritrovamenti archeologici e da datazioni radiometriche (TRENER, 1924; MARCHESONI, 1954; 1958; BIONDI, PEDROTTI & TOMASI, 1981).

Per quanto riguarda più specificatamente i Lavini di Marco, questi sono interpretati come morene da DE MORTILLET (1861), da PAGLIA (1875) e da OMBONI (1878), co-

FIG. 1 - Schizzo morfologico del versante occidentale della dorsale di Coni Zugna. Legenda: 1) linea di faglia o di frattura, 2) scarpata di faglia, 3) scarpata di flessura, 4) piccola dorsale anticlinale, 5) sella, 6) scarpata di nicchia di frana, 7) piccola scarpata in contropendenza in corpo di frana, 8) superficie di stratificazione denudata nell'ambito di una nicchia di frana, 9) superficie di stratificazione degradata o parzialmente coperta da detrito nell'ambito di una nicchia di frana, 10) limite esterno dell'accumulo di frana, 11) macereto a grandi blocchi, 12) piccola dorsale nell'ambito dell'accumulo, 13) allineamento di blocchi nell'ambito dell'accumulo, 14) conca chiusa nell'ambito dell'accumulo, 15) scarpata di cava, 16) suoli sepolti su cui si è effettuata l'analisi C14.



- | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-----|------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| — — — | ∇ ∇ ∇ | 55555 | +++++ | () | ∇ ∇ ∇ | Y Y | //// |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| — — — | | ● ● ● | — — — | | ○ | ∩ | * |



me «frane morenizzate» da FABIANI & TREVISAN (1939), dal SACCO (1940) e da ABELE (1974), come tipiche frane da TARAMELLI (1881), PENCK (1886; 1909), SCHWINNER (1912), HEIM (1932), MONTANDON (1933), GORTANI (1959), SELLI & TREVISAN (1964), FUGANTI (1969), EISBACHER & CLAGUE (1984).

Per quanto riguarda l'età dei Lavini di Marco, molti Autori fanno riferimento a notizie storiche, altri invece si basano su considerazioni geologiche. La citazione storica ricorrente è quella degli «Annali di Fulda» (GIOVANNELLI, in FUGANTI, 1969), relativa a frane avvenute nell'anno 883 d.C. a monte di Verona; non mancano tuttavia anche riferimenti a eventi franosi verificatesi nel IV sec. d.C. (MARIANI, 1673 in GORFER, 1975; TOVAZZI, 1776, pubbl. 1986). A conclusioni differenti giunge FUGANTI (1969), che attribuisce il corpo di frana principale nel fondo valle fra Marco e Vizzana all'Interglaciale Riss-Würm, mentre ritiene postglaciali gli accumuli sul versante compreso il macereto a grossi blocchi a NE di Marco.

Per quanto riguarda le dimensioni della frana, FUGANTI stima la superficie dell'accumulo di frana nel fondo valle di circa 4 km² e lo spessore ed il volume rispettivamente superiori a 50 m e a 200 milioni di m³; l'accumulo sul versante invece avrebbe un volume non superiore ai 30 milioni di m³; in ABELE si trovano invece le seguenti stime: massima distanza percorsa dalla frana = 4,75 km, angolo medio del percorso = 12° (*Fahrboeschungswinkel*), superficie dell'accumulo di frana = 3,5 km², volume dell'accumulo di frana = 100 milioni di m³, spessore relativo = 0,016; secondo EISBACHER & CLAGUE (1984) il volume sarebbe di 200 milioni di m³.

INQUADRAMENTO MORFONEOTETTONICO

Come già richiamato in un lavoro precedente (CAVALLIN & Alii, 1987b), le numerose e spesso grandi frane del tipo «marocca» nell'ambito dei rilievi modellati nella successione carbonatica mesozoica del Trentino meridionale, risultano concentrate in un'area relativamente ristretta, caratterizzata dall'intersezione dei fasci tettonici giudicariense (NNE-SSW) e scledense (NW-SE). L'assetto strutturale consiste in blocchi allungati in direzione NNE-SSW, inclinati verso WNW, tra loro accavallati con vergenze verso Est, e ulteriormente scomposti da faglie normali con componente orizzontale (CASTELLARIN & GATTO, 1981).

Queste strutture tettoniche trovano una vistosa corrispondenza nelle grandi forme del rilievo (dorsali monoclinali, grandi scarpate tettoniche, versanti di stratificazione, ecc.). Proprio nell'ambito dei contesti morfostrutturali più tipici, le scarpate tettoniche ed i versanti di

stratificazione, si ritrovano le due tipologie più comuni di frana: crolli e scivolamenti traslativi. Entrambi i tipi, quando hanno interessato grandi volumi e forti dislivelli, si sono evoluti in «valanghe di detrito».

Nell'ambito del versante occidentale della dorsale asimmetrica del Coni Zugna si trovano gli esempi più tipici di frane di scivolamento traslativo su versante di stratificazione (fig. 1).

La dorsale di Coni Zugna consiste in un rilievo monoclinale di tipo *hogback*, costituito dalla successione carbonatica triassico-giurassica (Dolomia Principale, Calcarì Grigi, Calcarì Oolitici, Rosso Ammonitico), con immersioni prevalenti fra NNW e NW ed inclinazioni intorno ai 20°. La successione è attraversata da faglie di orientazione scledense; in particolare sono ben note le faglie dette «di Seravalle» e «di Lizzana»; quest'ultima, che attraversa l'area studiata, decorre tra Zugna Torta e Lizzana ed è orientata NW-SE, con abbassamento del comparto nordorientale (FUGANTI, 1969; BARBIERI & Alii, 1981).

Analogamente ad altre morfostrutture della regione, la dorsale di Coni Zugna consiste in un grande blocco allungato in direzione N-S, inclinato verso WNW, ed attraversato obliquamente da faglie di orientazione scledense che lo scompongono in blocchi minori con lievi differenze nell'orientazione e nell'inclinazione. Ne deriva un'articolazione del grande versante in fasce separate da scarpate e contropendenze talora appena accennate. Tra queste, particolarmente evidente risulta la scarpata a SSE di Lizzana, che segue la linea di faglia già citata, mostrando un'altezza gradualmente decrescente verso monte, da circa 50 m, a quota 250, a pochi metri, a quota 600; la scarpata quindi prosegue con un canalone sino alla sella situata a Sud di Zugna Torta.

Nell'ambito dell'ampia dorsale, con caratteri di stretto altopiano, situata poco a Nord della sommità del M. Zugna, si può invece osservare una valletta subparallela alla linea di cresta. Tale valletta, lunga circa 2 km, è fortemente asimmetrica, con il versante esposto ad Est più ripido, alto fra 10 e 20 m, e con un andamento planimetrico perfettamente rettilineo (su tale versante corre per circa 1 km la strada diretta verso Malga Zugna); il versante esposto ad Ovest invece è meno ripido ma molto più ampio (sino a 300-400 m). Il «lineamento» individuato dall'asse della valletta si prolunga verso Nord sino ad intersecare la cresta ed a continuarsi verso NE lungo un canalone sul ripido versante orientale. Dall'analisi delle fotografie aeree risulta evidente che qui ci si trova di fronte ad uno sdoppiamento di cresta, per un parziale collasso di un ampio settore sommitale, determinato da una tettonica gravitativa del grande versante orientale della dorsale di Coni Zugna.

FIG. 2 - La flessura neotettonica, lunga alcune centinaia di metri, situata poco a valle dell'orlo settentrionale della nicchia principale della frana dei Lavini di Marco. Si noti il perfetto stato di conservazione di questa piccola morfostruttura (foto U. Sauro).

FIG. 3 - Il paleosuolo di un terrazzo olocenico dell'Adige, sepolto dalla frana di località Varini (foto U. Sauro).

FIG. 4 - Particolare del profilo del suolo sepolto della fig. 3, con l'orizzonte B decisamente arrossato (7,5YR 4/4). Un'analisi C14 sull'orizzonte A ha fornito un'età 1300 ± 100 B.P. (foto U. Sauro).

LA GRANDE FRANA DEI LAVINI DI MARCO

Nel settore preso in considerazione del versante occidentale della dorsale di Coni Zugna è possibile distinguere almeno sette frane di grandi e medie dimensioni (superficie superiore a 0,25 km²). Da Nord a Sud esse sono la frana di Corna Calda a SE di Lizzana, la frana di Doss delle Gardene, la frana di quota 772 a SSE di Grotta Damiano Chiesa, i Lavini di Marco, la frana di Marco, la frana di Varini, la frana del km 346 della statale N. 12.

Di tutte queste la maggiore è quella dei Lavini di Marco che più dettagliatamente descriviamo. Essa consiste in tre parti non sempre ben delimitabili: un sistema di nicchie di distacco, delle superfici di scivolamento ed infine degli accumuli. Nel complesso la frana ha interessato una superficie di circa 6 km², per una lunghezza massima di circa 5 km ed una larghezza massima di 1,8 km, su un dislivello massimo di 1030 m (quota massima della nicchia 1200 m, quota minima della superficie di accumulo 170 m, inclinazione media fra i punti estremi di circa 13°). Sono osservabili più nicchie di distacco concentriche date da pareti subverticali spesso strapiombanti, alte da pochi metri sino a 20-30 m. Lungo tali pareti si possono distinguere numerosi strati per lo più di spessore decimetrico, prevalentemente calcarei, con intercalazioni calcareo marnose.

La nicchia maggiore e più esterna è particolarmente evidente alla sommità e sul lato settentrionale, ove si segue con continuità da quota 1200 sino ad una quota di 600 m circa; qui decorre con orientazione NNW-SSE parallelamente ed a breve distanza dalla faglia Lizzana-Zugna Torta. Degni di nota sono sia questa vicinanza, sia il fatto che la scarpata di frana mostri un'orientazione opposta rispetto alla scarpata di faglia che si sviluppa più a valle lungo lo stesso lineamento.

Altre nicchie concentriche si osservano all'interno della precedente alle quote di circa 1000 m, tra 700 e 800 m ed a 600 m. Nelle zone sommitali le nicchie sono spesso rappresentate da pareti strapiombanti, all'incirca perpendicolari ai piani di strato, talora già scomposte in blocchi da fessure di trazione con tendenza allo scivolamento e ribaltamento. La pendenza degli strati si aggira sui 20-25°, così che l'inclinazione delle pareti raggiunge i 115°.

La superficie di distacco e scivolamento di questa frana corrisponde in più punti a estese superfici strutturali di stratificazione, scarsamente degradate e prive di coperture di suolo, talora interessate solo da sottili e discontinue coperture detritiche. Spesso le superfici di strato risultano scomposte da un reticolato di fratture a maglie metriche, a formare un pavimento a mosaico di lastre poligonali, giustapposte o anche separate da pietrame più minutamente fratturato. Le grandi lastre hanno il lato a valle rialzato di pochi centimetri, fino a circa 10 cm rispetto alla lastra contigua, sulla quale tendono a sovrapporsi secondo superfici di taglio oblique rispetto alle superfici di stratificazione.

Le superfici di stratificazione, di norma piane, localmente mostrano strutture plicative di diverse dimensioni e tipi; in particolare si riconoscono: blande ondulazioni ad

ampio raggio interessanti l'intera compagine degli strati osservabili, e pieghe accentuate a breve raggio, interessanti una serie di strati sottili per uno spessore di pochi metri. Tra le pieghe ad ampio raggio si riconosce, tra Doss Negro e Costa Stenda, una blanda sinclinale con asse orientato ESE-WNW ed immersione assiale verso WNW. Tra le pieghe a breve raggio spicca una flessura che decorre con orientazione NNW-SSE, parallelamente al lato orientale della nicchia di frana, fra le quote 675 e 775 circa, per una lunghezza complessiva di oltre mezzo chilometro (fig. 2); più a monte la struttura sembra proseguire al di sotto della copertura detritica. La flessura interessa strati con immersione prevalente WNW ed inclinazione di 20°; la sua gamba immerge ad WSW con un'inclinazione di 40-45°, individuando un gradino dell'altezza di 6-10 m.

Altre flessure minori decorrono subparallele alla scarpata della nicchia. Ad Ovest della flessura, intorno alla quota di 650 m, si può osservare una piccola dorsale anticlinale rilevata di 2-5m, il cui asse ha un andamento serpeggiante, da quasi parallelo a trasversale alla piega precedente, per una lunghezza complessiva di alcune centinaia di metri (fig. 8). Ove la piccola dorsale è tagliata da una strada forestale se ne può esaminare la struttura interna: l'anticlinale coinvolge una decina di strati di spessore variabile e si realizza mediante fratture che scompongono gli strati in blocchi con diversa giacitura. Il fianco a monte qui ha una inclinazione di 40° e crea un dislivello di circa 1,5 m, mentre il fianco a valle ha un'inclinazione di 50° per un dislivello di circa 2 m. Si tratta quindi di una piega asimmetrica con piano assiale che immerge verso NE con una inclinazione di circa 60°. Altri piccoli motivi anticlinali con caratteristiche analoghe si osservano un poco più a valle.

Queste strutture plicative, che interessano la superficie di scivolamento, possono ritenersi successive alla frana sia per le posizioni che occupano, sia per la fragilità delle morfologie che hanno determinato. Ovviamente la genesi di queste strutture è resa possibile dal comportamento meccanico degli strati più superficiali di modesto spessore e con intercalazioni calcareo-marnose. Da un punto di vista dinamico si può ritenere, come già osservato da FUGANTI (1969), che lenti movimenti di scivolamento differenziale siano ancora in atto nell'ambito dei livelli più superficiali con conseguente apertura di fessure di trazione, individuazione e lenta discesa di lastre disarticolate con frantumazione di pietrisco ai loro margini ed infine con rigonfiamenti e inarcamenti ad anticlinale. Tuttavia, talune deformazioni plicative, ed in particolare la flessura, per le loro orientazioni oblique rispetto alle linee di massima pendenza e parallele alle direttrici scledensi, non sembrano compatibili con deformazioni puramente gravitative.

Particolare risalto assume, nell'ambito della zona centrale della grande nicchia complessa, la Costa Stenda, uno sprone a sommità piana ed inclinata secondo la giacitura degli strati, dai fianchi subverticali alti fra una decina ed un centinaio di metri, allungato in direzione NW-SE. Questa dorsale, che può essere considerata un lembo ancora radicato del pacco di strati interessato dallo scivolamento, bipartisce parzialmente la grande nicchia complessa e, es-

sendo stata scavalcata dalla frana, ha condizionato le direzioni di movimento della frana stessa.

IL MACERETO DELLA FRANA DEI LAVINI

Il macereto di frana si estende sia su un'estesa area del fondovalle dell'Adige, sia ai piedi del versante sinistro, sia nell'ambito di ampie porzioni della nicchia. In superficie è costituito da clasti spigolosi per lo più grossolani e talora da enormi blocchi di decine-centinaia di m³. L'accumulo di fondovalle, indicato nella tavoletta IGM come «Lavini», si estende per circa 4 km² e mostra un contorno netto, quasi regolarmente emicircolare con alcune lobature minori. La superficie dell'accumulo è irregolarmente ondulata con dossi arrotondati e depressioni interposte, con un rilievo locale di una ventina di metri ed un'elevazione massima, rispetto al fondovalle alluvionale circostante, di una trentina di metri. Ad un primo esame la distribuzione dei rilievi e delle depressioni appare del tutto casuale; tuttavia un'analisi più accurata mette in evidenza taluni allineamenti sia radiali divergenti a ventaglio, sia trasversali, sia a festoni concentrici. Tali allineamenti, pur resi discontinui e poco evidenti dalle vistose modificazioni antropiche consistenti nella messa a coltura dei fondi delle depressioni e nell'apertura di cave, consentono tuttavia di riconoscere le direzioni di flusso e le modalità di messa in posto.

La struttura interna dell'accumulo è osservabile in alcune cave. Così in località Pinera i sedimenti sezionati consistono in diamicton massivo a supporto di matrice, i cui clasti si presentano spigolosi ed hanno dimensioni variabili dal blocco di parecchi metri cubi a clasti centimetrici; i blocchi di maggiori dimensioni sono più frequenti in prossimità della superficie. Tra i tipi litologici che li costituiscono prevalgono calcari grigio chiari, ma si trovano anche altri calcari di diverso tipo e colore (grigio scuro, noc-

ciola) e calcari marnosi verdastri e rosati. La matrice è sabbioso-limosa, con granuli spigolosi, porosa e poco addensata. Si riconoscono zonature oblique immerse fra NNE ed ENE, con inclinazione di 30-50°. Sono costituite da allineamenti ed addensamenti di clasti o sono evidenziate da differenze di colore riferibili o a litologie diverse o a zone di ossidazione. Anche i clasti appiattiti mostrano spesso una orientazione della faccia a-b concordante con tali strutture. Localmente si osserva inoltre una certa concordanza fra le strutture interne e le ondulazioni della superficie.

In una cava posta all'estremità Nord, nei pressi della zona industriale di Rovereto, l'accumulo mostra caratteri analoghi, ma si possono trovare anche sporadici ciottoli ben arrotondati di porfidi. Numerosi massi appiattiti presentano la faccia a-b immergente ad ESE, mentre pochi altri immergono a S, SE, SSW. Si osservano inoltre letti allungati e contorti che si differenziano per colore o per percentuale di matrice, tra cui letti argillosi rossi e talora verdastri, con giaciture variabili fra SSW e SE.

Da questi pochi dati emergerebbe che il corpo di frana è costituito da litologie differenziate, che durante il crollo ed il trasporto hanno mantenuto, almeno localmente, la loro individualità, senza omogeneizzarsi fra loro, disponendosi secondo una struttura embriciata a ventaglio, denunciando direttrici di flusso radiali divergenti.

Dal confronto fra le caratteristiche dei profili di suolo, sezionati nell'ambito degli scassi delle cave, ed i suoli delle aree circostanti è possibile trarre alcune considerazioni di cronologia relativa. I suoli sull'accumulo di frana presentano orizzonti poco differenziati, poco evoluti e di modesto spessore. Un profilo di suolo in località Pinera presenta uno spessore del *solum* di 60 cm ed un orizzonte B di colore 10YR5-4/3 (bruno), mentre un profilo all'estremità Nord dell'accumulo, presso la zona industriale, mostra un *solum* di 45 cm, con un orizzonte B di colore 10YR4/4 (bruno/giallastro scuro).

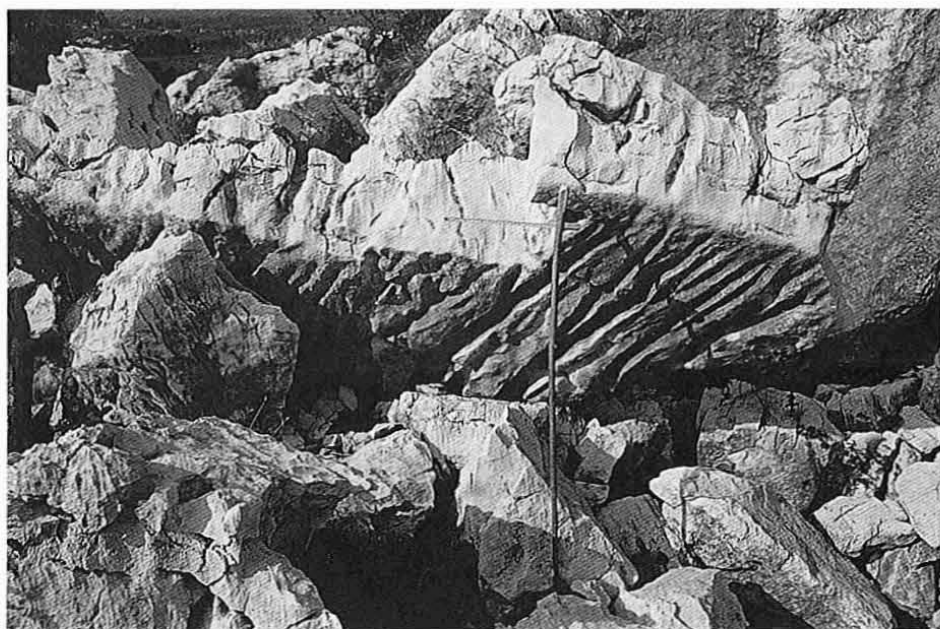


FIG. 5 - Un grande blocco del macereto in prossimità di località Pinera sul lato inferiore del quale sono riconoscibili dei Karren del tipo solco a doccia. Questi Karren si sono formati durante l'Olocene, su una superficie di stratificazione denudata dai ghiacciai, prima che si verificasse il fenomeno di frana (foto U. Sauro).

Analogamente ai suoli, anche le microforme di corrosione carsica, presenti sui blocchi di frana o sulle superfici di distacco, possono fornire indicazioni utili per stabilire una cronologia relativa degli eventi franosi (PERNA & SAURO, 1979). Sui blocchi del macereto di fondovalle sono presenti solo delle microforme di corrosione embrionali. In particolare le scannellature, che sono le forme più comuni, mostrano un modesto grado di sviluppo con profondità generalmente inferiori ai 4 millimetri, larghezze di 4-10 mm e lunghezze per lo più inferiori ai 10 cm. Del tutto assenti, salvo pochi abbozzi embrionali, fori, crepacci e vaschette carsiche.

A SE del macereto di fondovalle, in prossimità di Pinerola, è presente un secondo macereto, che mostra una sua ben spiccata individualità, ed è indicato sulla tavoletta IGM come «Lavini di Marco». Esso si presenta come una propaggine a lobo rigonfio, costituito da un caos di enormi blocchi spigolosi, spesso grossomodo parallelepipedi, privi di copertura di suolo e di vegetazione. I blocchi più grandi si trovano sia sulla superficie superiore del ripiano, sia alla base della scarpata periferica. I blocchi, talora in bilico, poggiano uno sull'altro in corrispondenza di spigoli, individuando fra di loro ampie cavità. Sulle superfici sono presenti solo abbozzi di microforme; le scannellature embrionali mostrano profondità intorno a 1-2 mm, larghezze di 3-8 mm e lunghezze generalmente inferiori agli 8 cm. Solo su alcune delle superfici di grandi blocchi sono conservate forme ben sviluppate quali grandi solchi a doccia, vaschette, fori e crepacci, in tutto paragonabili a quelle presenti su superfici di rocce montonate esposte alla corrosione dal Tardiglaciale (SAURO, 1973; PERNA & SAURO, 1978); tali superfici mostrano varie giaciture tanto che le forme, spesso troncate, risultano talora capovolte o comunque con orientamento differente da quello originario (fig. 5).

Questo accumulo sembra essersi originato da alcune superfici di distacco di Costa Stenda. Poiché tuttavia lungo l'asse di quest'ultima si ritrova una copertura di blocchi di frana, sembra probabile che la dorsale sia stata scavalcata da una parte del corpo principale di frana, con conseguente distacco di placche locali che avrebbero originato il macereto a enormi blocchi. La presenza di microforme pre-frana testimonierebbe un breve tragitto dei blocchi di dimensioni maggiori.

LE ALTRE FRANE

Nell'ambito delle frane minori, che fanno da contorno alla principale, si distinguono tipologie differenti, legate sia a entità, sia a modalità diverse dei movimenti. In particolare la frana di Corna Calda si estende interamente sul versante per circa 0,9 km², per una lunghezza di 2 km ed una larghezza massima di 600 m, fra le quote di circa 840 m e 250 m. Essa è caratterizzata da due nicchie di cui la sommitale, presso il punto quotato 842 a SSW di Albaredo, ha una forma arcuata con orientazione prevalente NE-SW; l'altra è sul lato settentrionale fra Corna Calda e Val Zibia ed ha andamento rettilineo ed orientazione NW-SE. L'accumulo nella parte superiore, tra 800 e 500 m, è costituito da ampi lastroni scivolati ed inclinati, per modesti movimenti diffe-

renziali, individuanti una serie di contropendenze di testata di strato; nella parte inferiore, invece, nella massa più disarticolata si riconoscono rilievi sia longitudinali, sia trasversali, interpretabili come strutture di flusso.

La frana di Doss delle Gardene, anch'essa interamente in versante, si estende per 1 km² fra le quote di 860 m e di 340 m, per una lunghezza di 1500 m ed una larghezza di 900 m. Essa è totalmente boscata o coperta da vegetazione. La parte sommitale è caratterizzata da una superficie di scivolamento povera o priva di accumuli e articolata da evidenti scarpate rettilinee di orientazione scledense. La principale di queste, della lunghezza di alcune centinaia di metri e dell'altezza di una decina, coincide con dei piani tettonici di movimento ben visibili lungo una strada forestale a quota 800 m. La parte inferiore della frana è invece caratterizzata da una superficie di accumulo irregolarmente ondulata, con piccoli dossi che nell'insieme formano una struttura a festoni, disposti trasversalmente alla direzione di movimento della frana.

In stretta relazione con questa frana, ma con una sua individualità, si presenta la frana di quota 772, la cui nicchia di distacco è rappresentata da una scarpata sinuosa, orientata NW-SE, alta una decina di metri; l'accumulo di blocchi grossolani e spigolosi ha un contorno a lobo allungato con rilievi concentrici, ed ha sorpassato in parte l'orlo di una scarpata di orientazione scledense ed esposta ad WSW, saltando nel valloncetto sottostante. Nel valloncetto, ai piedi della parete, i detriti di frana dello spessore di circa 1,5 m, hanno sepolto una falda detritica di versante, costituita da pietrisco fine di evidente origine crioclastica, con accenni di stratificazione in letti paralleli al pendio (falda detritica stratificata di tipo «groizes litées») ed il suolo su questa sviluppato. Tale suolo sepolto ha un *solum* spesso 70 cm, con un orizzonte A di colore bruno grigiastro molto scuro (10YR3/2), ricco di sostanza organica. Un campione proveniente da questo orizzonte, raccolto 10 cm al di sotto del contatto con il deposito di frana, è stato datato presso il C.R.A.D. di Udine a 5630 ± 80 anni B.P. Sull'accumulo di frana, che consiste in pietrisco con clasti da centimetrici a decimetrici, spigolosi, a contatto, con poca matrice sabbioso-limosa, è presente un suolo sommitale con orizzonti ben differenziati.

L'abitato di Marco sorge su un modesto rilievo collinare distinto dal macereto della frana principale. Questo rilievo può essere interpretato come la terminazione a lobo di un accumulo di frana stretto e allungato per circa 3,5 km, che fiancheggia il margine meridionale della frana principale, ed è in larga misura boscato e caratterizzato da blandi rilievi e depressioni, allungati parallelamente al corpo di frana.

La frana di Varini situata a Sud della precedente ha una lunghezza di oltre 2 km ed una larghezza di oltre 500 m. Essa ha determinato la denudazione di estese superfici di versante, coinvolgendo un sottile spessore di strati calcarei. Oltre alle nicchie principali, ben riconoscibili lungo il margine settentrionale, nei pressi di Monte di Marco, più verso valle sono presenti cornici di distacco minori. L'accumulo si evidenzia soprattutto ai piedi del versante, ove dà luogo ad un piccolo lobo rilevato e sporgente nella

piana del fondovalle, presso l'abitato di Varini. Tra questa frana e quella precedentemente descritta è presente una fascia boscata, lungo la quale sono conservate placche di morenico, talora ricoperte da blocchi di frana sparsi.

A Sud di località Varini, a SE di Marco (175 m s.l.m.), al margine meridionale del lobo sopra descritto, un fronte di cava espone un accumulo di blocchi calcarei spigolosi dello spessore di 5-10 m, che ricopre ghiaie e sabbie poligeniche, con numerosi elementi cristallini, riferibili ad un terrazzo dell'Adige addossato a sedimenti di contatto glaciale.

Alla sommità delle ghiaie è presente un paleosuolo sepolto dalla frana (figg. 3, 4). Il *solum* ha uno spessore di 75 cm e l'orizzonte B è decisamente arrossato (7,5YR 4/4 tendente a 5YR 4/4). Un'analisi C14 sull'orizzonte A, eseguita presso il CRAD di Udine ha fornito un'età di 1300 ± 100 B.P. (età calibrata 580-895 A.D., secondo la tabella di calibrazione di KLEIN & alii, 1982).

L'ultima è più meridionale delle frane citate è quella del km 346 della statale N. 12. Si tratta di un fenomeno caratterizzato da una più attenuata evidenza geomorfologica, particolarmente nell'area di accumulo sul fondovalle. L'accumulo, costituito da un rilievo smussato, a contorno semicircolare, con blande ondulazioni, è rilevato di una dozzina di metri sul fondovalle circostante. Esso è totalmente interessato da appezzamenti agricoli e non presenta blocchi o macereti in affioramento. A monte dell'accumulo, al di sopra di una scarpata al piede del grande versante, alta quasi 200 m, si estende una superficie di stratificazione con alcune placche strutturali denudate, disseminate di blocchi sparsi.

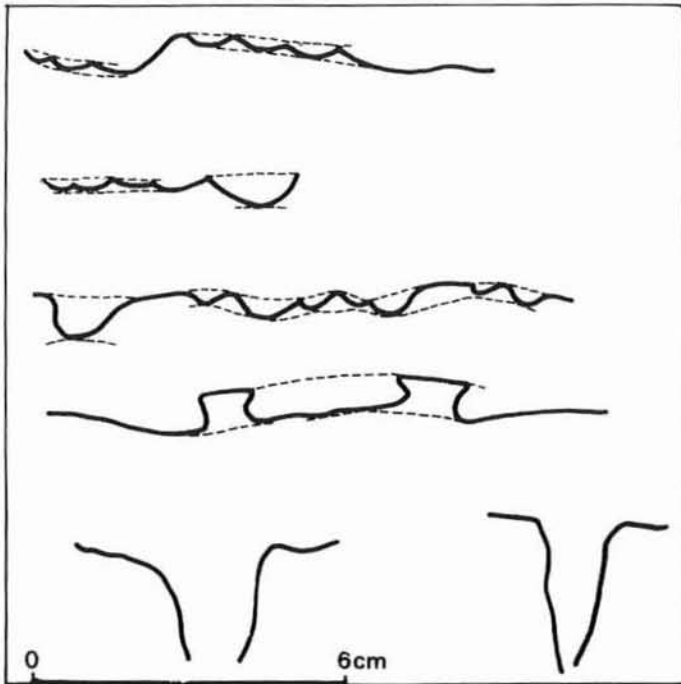


FIG. 6 - Profili trasversali a fasci di scannellature, piccoli noduli fossili in rilievo e crepacci carsici ottenuti con un «profile gauge». Da questi profili è possibile ricavare l'energia del microrilievo, sviluppatosi per fenomeni di dissoluzione sulle superfici dei blocchi.

ASPETTI DELLA CORROSIONE CARSIKA DELLE SUPERFICI DEI BLOCCHI E DELLE NICCHIE DI FRANA

Qualche accenno allo stato di evoluzione delle microforme di corrosione sulle superfici dei blocchi è già stato anticipato. L'analisi morfologica degli aspetti della corrosione carsica sulle superfici dei blocchi e delle nicchie di frana è consistita nella raccolta ed elaborazione di dati micromorfometrici e precisamente:

- nell'esecuzione di profili trasversali a fasci di scannellature, mediante un *profile gauge*, che permette di restituire su carta i profili delle forme;
- nella restituzione planimetrica alla scala 1:2 di superfici con scannellature, ricavata da fotografie scattate perpendicolarmente alle stesse superfici;
- nella misura dei diametri dei fori e della larghezza e lunghezza dei microcrepacci carsici;
- nella misura delle dimensioni di eventuali solchi, alveoli, ecc.;
- nella misura del rilievo di noduli o fossili in rilievo, effettuata mediante il *profile gauge*.

Nei macereti delle frane di quest'area non sono stati osservati, come per la frana di Drò (PERNA & SAURO, 1979), noduli di selce troncati al momento del distacco, tali da permettere una misura dell'erosione carsica totale intervenuta successivamente all'evento franoso.

Mediante i profili ottenuti è possibile ricavare i valori dell'energia del microrilievo locale, in corrispondenza di fasci di scannellature, complessi di alveoli, noduli o fossili in rilievo (fig. 6). Dall'analisi delle planimetrie dei sistemi di scannellature, è invece possibile ricavare gli intervalli entro cui variano sia le lunghezze delle creste divisorie, sia le larghezze delle scannellature (fig. 7).

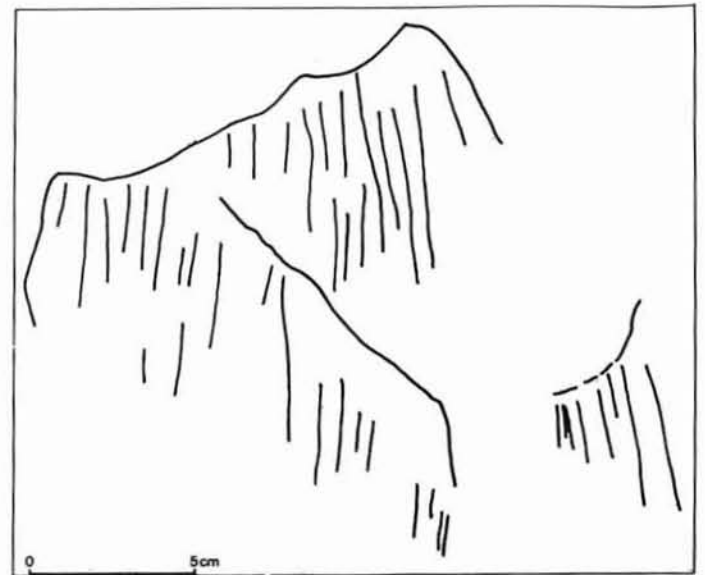


FIG. 7 - Disposizione di fasci di scannellature ottenute da una fotografia verticale alla superficie. Le lunghezze e larghezze delle scannellature ed il grado di complessità dei fasci forniscono indicazioni sul grado di evoluzione delle forme e quindi sulle età relative delle superfici esposte.

Nell'ambito sia della frana di Marco, sia delle frane del contorno, l'energia del microrilievo a scannellature varia fra 1 e 7 mm, con una frequenza massima intorno a 2,5 mm; l'energia del rilievo di complessi di microalveoli presenti sulle superfici delle «laste» (superfici di strato denudate), varia fra 2 e 9 mm; i fossili ed i noduli in rilievo mostrano un'altezza compresa fra pochi mm ed 1 cm; i pochi crepacci sono larghi sino a 3 cm e lunghi sino a qualche decimetro. Le creste divisorie delle scannellature mostrano lunghezze comprese fra 20 e 80 mm, e larghezze fra 4 e 12 mm.

Nell'insieme non si sono osservate differenze significative fra le diverse frane, con l'eccezione del macereto della frana di quota 772, dove alcune scannellature sono lunghe sino a 300-400 mm e larghe anche oltre 20 mm. A parte quest'eccezione le dimensioni delle scannellature risultano molto vicine a quelle presenti sui blocchi del macereto della marocca di Drò, dove sulla base dell'analisi dei noduli di selce in rilievo è stato possibile valutare un'erosione carsica media di 12 mm (PERNA & SAURO, 1979); tale frana potrebbe essere di età romana (TRENER, 1924).

OSSERVAZIONI CONCLUSIVE

Tutte le frane analizzate possono essere classificate, secondo lo schema di VARNES (1978), riveduto da CARRARA, D'ELIA & SEMENZA (1985), come frane di scivolamento traslativo, alcune delle quali evolutesi in valanghe di detrito (*rock block slide* evolutesi come *debris flow* o *debris avalanche*). I dislivelli e le distanze percorse sono compresi rispettivamente tra 300-1200 m e poche decine di metri — circa 5 km. Gli spessori coinvolti sono in genere modesti e comunque inferiori al centinaio di metri ed i volumi mobilizzati sono compresi fra 0,5 e 200 milioni di m³. Mentre in talune frane o settori di frana lo scivolamento si è presto arrestato, senza giungere ad una completa disarticolazione e frantumazione delle masse rocciose, in altri casi le masse mobilizzate si sono totalmente frantumate, trasformandosi in valanghe di detriti capaci di fluire per considerevoli distanze orizzontali anche sul fondovalle (oltre 1,5 km nel caso dell'accumulo principale).

Le modalità di flusso possono essere dedotte dai caratteri delle strutture interne, osservate nei fronti di cava: — concentrazione e «galleggiamento» dei massi più grossolani in superficie,

— matrice fine nettamente dominante in profondità, — subunità di flusso, che mantengono una certa individualità nei caratteri sia litologici, sia morfologici, formanti strutture embricate concentriche i cui piani di scorrimento immergono verso l'interno dell'accumulo; l'espressione morfologica è data o da una successione di cercini e avvallamenti radiali e/o concentrici, o da bande a diversa granulometria evidenziate dalla vegetazione.

Questi aspetti sono tipici di quei fenomeni franosi variamente indicati come *Stürzstrom*, *rockslide*, *rock avalanche*, *debris avalanche* (VOIGT, 1978), *flowslide* (COLIN ROUSE, 1984), per i quali sono stati proposti diversi meccani-

smi come lo scivolamento sopra un cuscinio d'aria [*air-layer lubrication* (SHREVE, 1986 a, b)], o il flusso per riduzione dell'attrito tra i blocchi in collisione, dispersi in una polvere densa (*grain flow* Hsü, 1975).

Dal punto di vista delle tipologie, delle interrelazioni spaziali e delle età relative desunte dalla microforme di corrosione, sembra di poter distinguere un complesso settentrionale comprendente le frane a Nord dei Lavini di Marco. Queste frane sono state caratterizzate da movimenti per lo più limitati, salvo la più meridionale che ha potuto espandersi anche verso Sud, saltando da una scarpata. Per quest'ultima, in particolare, si possiede una data numerica (5630 ± 80 B.P.; età calibrata 4650-4250 B.P.) che la farebbe risalire alla cronozona VII (Subboreale).

La grande frana dei Lavini è complessa, con parti della nicchia e delle superfici di scivolamento ancora attive o perlomeno soggette a lenta discesa e deformazione; la sua età è probabilmente coeva con quella di Pinera («Gran Ruina» indicata nella tavoletta come «Lavini di Marco») e forse anche con quella di Varini: quest'ultima infatti ha un'età di 1300 B.P. (che calibrata potrebbe essere considerata compatibile, o quasi compatibile, con entrambe le età altomedievali storicamente attribuite).

Da queste date numeriche e dallo stato di degradazione dei blocchi si può dunque dedurre che in questo settore, lungo oltre 6 km, del versante sinistro dell'alta Val Lagarina, si siano forse verificati due eventi di frana distinti nel tempo, che avrebbero comportato l'individuazione di numerosi accumuli, non sempre ben separati fra di loro. Il più importante di questi due eventi sarebbe l'ultimo, che tutti i dati e gli indizi sinora disponibili farebbero cadere in epoca storica. Dunque il fenomeno della caduta di grandi frane avrebbe qui manifestato una recidività durante l'Olocene; per di più esistono numerosi indizi morfologici che il grande versante è tuttora interessato da processi deformativi, che preparerebbero futuri eventi di frana (fig. 8).

La collocazione in uno spazio limitato di questi fenomeni e la probabile concentrazione cronologica di essi in due momenti pone vari interrogativi. Tra l'altro le frane in questione non si sono verificate durante o subito dopo il ritiro dei ghiacciai vallivi wurmiani.

In alcune cronache questi eventi franosi sono messi in relazione con eventi sismici di grande intensità; così nella «Malographia Tridentina» (TOVAZZI, 1776, pubbl. 1986), la «frana di S. Marco» viene descritta come conseguenza del terremoto del 369 d.C., che sulla base delle cronache storiche è stato stimato dell'undicesimo grado della scala Mercalli (PANIZZA & alii, 1981). Si pone quindi anche il problema di un'attenta valutazione degli indizi morfotettonici, che potrebbero sostenere la correlazione fra eventi sismici ed eventi franosi.

Gli indizi di una tettonica attiva in questa regione prealpina, sono, come abbiamo visto, numerosi; in particolare, nell'ambito di alcuni grandi rilievi monoclinali, forme tettoniche documentano movimenti di inclinazione differenziale in atto, con riattivazione di faglie e creazione di scarpate tettoniche di faglia; i più significativi indizi di questo tipo si trovano nel Monte Baldo meridionale (SAURO,

Fig. 8 - L'ala a monte di una piccola anticlinale negli strati più superficiali della «lasta» dei Lavini di Marco, alla quota di circa 650 m. La presenza di questa e di altre forme simili documenta movimenti recenti nell'ambito del grande versante (foto U. Sauro).



1979; SAURO & MENEGHEL, 1980; MAGALDI & SAURO, 1982; ZANFERRARI & *alii*, 1982; CAVALLIN & *alii*, 1989 a, b, c; FORCELLA & SAURO, 1988). Numerosi aspetti morfologici della dorsale di Coni Zugna farebbero supporre movimenti analoghi. In particolare, nella parte sommitale si riconoscono spettacolari fenomeni di «sdoppiamento di cresta» con formazione di avvallamenti longitudinali e di contropendenze per uno sviluppo complessivo di oltre 3 km. Tali forme, che sono determinate da una «tettonica di versante» del grande e ripido versante orientale, che sovrasta il solco del Torrente Leno, potrebbero essere la conseguenza, oltre che di fenomeni gravitativi, di movimenti di inclinazione in atto dell'intero rilievo monoclinale con tendenza al sollevamento del suo bordo orientale, cioè della dorsale di Zugna Torta-M. Zugna.

Come abbiamo visto il rilievo monoclinale è attraversato obliquamente da faglie scledensi. Tra queste, la faglia di Lizzana è quella che risulta più vicina alla grande frana dei Lavini: vi corrisponde una scarpata subverticale rettilinea, esposta verso NE, ben evidente nella fascia inferiore del grande versante, mentre più verso l'alto la linea di faglia corrisponde ad un avvallamento e quindi alla sella a Sud di Zugna Torta. Va sottolineato come, parallela ed a breve distanza dalla linea di faglia, corra la parte settentrionale della nicchia principale della frana dei Lavini e come in prossimità del piede di questa si trovi una piccola «flessura» perfettamente integra e quindi di età probabilmente sin- o post-frana, esposta verso SW. La genesi di questa flessura, il cui asse forma un angolo di circa 10-15° con la direzione di massima pendenza del grande versante, è difficile da spiegare solo sulla base di movimenti gravitativi.

Scarpata di faglia e flessura, che risultano subparallele ma presentano esposizioni contrapposte, susseguendosi in modo pressoché continuo da valle verso monte, potrebbero essere l'espressione di una deformazione tettonica recente o in atto.

La faglia di Lizzana potrebbe dunque rappresentare il luogo di separazione fra due blocchi soggetti a movimenti di inclinazione differenziale, con fenomeni di deformazione anche lungo strutture contigue. In tal caso la grande frana potrebbe essere stata scatenata da un evento sismotettonico accompagnato da movimenti differenziali lungo la faglia di Lizzana, espressioni di una disarticolazione in atto del grande blocco tettonico di Coni Zugna.

Caratteri neotettonici presentano anche due scarpate di faglia longitudinali alla zona di frana di Doss delle Gardene. A favore di un'innescò di tipo sismico sembrano essere anche i caratteri delle frane di Corna Calda e di Doss delle Gardene che si sono mosse su versanti di modesta inclinazione, con formazione di scarpate opposte nell'ambito del materiale in movimento, senza che questo fosse in grado di prendere una velocità sufficiente per raggiungere il fondovalle. Un evento sismotettonico potrebbe aver provocato il distacco e la disarticolazione di ampi lastroni i quali però si sarebbero presto arrestati, data l'insufficiente pendenza del versante.

L'ipotesi dell'innescò sismico rende plausibile la simultaneità di più frane contigue e stimola ad ulteriori e più approfondite ricerche finalizzate sia alla ricostruzione storica e cinematica della frana, sia alla valutazione del rischio naturale in questo settore della Val Lagarina, rischio rappresentato dall'evoluzione tettonica ancora in atto del grande versante della dorsale di Coni Zugna.

BIBLIOGRAFIA

- ABELE G. (1974) - *Bergstürze in den Alpen*. Wissensch. Alpenverein, 25, 230 pp.
 BARBIERI G., CASTELLARIN A., DE ZANCHE V. & SEDEA R. (1981) - *Foglio 36 Schio*. In: CASTELLARIN A. (a cura di) - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1: 200.000*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 441, 220 pp. Roma.

- BIONDI E., PEDROTTI F. & TOMASI G. (1981) - *Relitti di antiche foreste sul fondo di alcuni laghi del Trentino*. Studi Trent. Sc. Nat., Acta Biol., 58, 93-117.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1985) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. Idrogeol., 20, 2, 223-243; 1 tav.
- CASTELLARIN A. & GATTO G. O. (1981) - *Fogli 20 Adamello, 9 Cevedale, 21 Trento*. In: CASTELLARIN A. (a cura di) - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1: 200.000*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 441, 220 pp. Roma.
- CAVALLIN A., FORCELLA F., OROMBELLI G. & SAURO U. (1989a) - *Le scarpate-pareti di faglia del settore centro meridionale del «Fascio Giudicariense»*. ENEL (in stampa).
- CAVALLIN A., FORCELLA F., OROMBELLI G. & SAURO U. (1989b) - *Le grandi frane dette «Marocche», nel Trentino meridionale*. ENEL (in stampa).
- CAVALLIN A., OROMBELLI G. & SAURO U. (1989) - *Studio neotettonico del settore centro meridionale del «Fascio Giudicariense»*. ENEL (in stampa).
- COLIN ROUSE W. (1984) - *Fowlslide*. In: BRUNSDEN D. & PRIOR DB. Eds., «Slope instability». Wiley and Sons, New York, 491-522.
- DE MORTILLET G. (1861) - *Cartes des anciens glaciers du versant italien des Alpes*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 3, 1861, 44-81.
- EISBACHER G. H. & CLAGUE J. J. (1984) - *Destructive mass movements in the high mountains: hazard and management*. Geol. Survey Canada, Paper 84/16, 229 pp.
- FABIANI R. & TREVISAN L. (1939) - *Note illustrative alla carta geologica delle Tre Venezie (Foglio Schio)*. Magistr. alle acque Venezia, 88 pp.
- FORCELLA F. & SAURO U. (1988) - *Evoluzione morfotettonica del settore meridionale della dorsale del Monte Baldo (Prealpi Venete)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. (in questo volume).
- FUGANTI A. (1969) - *Studio geologico di sei grandi frane di roccia nella Regione Trentino - Alto Adige*. Mem. Museo Trident. Sc. Nat., 17-3, 69 pp.
- GORFER A. (1975) - *Le valli del Trentino: Trentino orientale*. Manfrini, Calliano (Trento), 1118 pp.
- GORTANI M. (1959) - *Compendio di Geologia per naturalisti ed ingegneri*. Vol. 2°, *Geodinamica Esterna*. Del Bianco, Udine, 478 pp.
- HEIM A. (1932) - *Bergstürze and Menschenleben*. Vierteljahrs. Nat. Ges. Jg. Zürich, 77, 218 pp.
- HSÜ K. J. (1975) - *On Sturzstrom: catastrophic debris streams generated by rockfalls*. Geol. Soc. Am. Bull., 86, 129-140.
- KLEIN J., LERMAN J. C., DAMON P. E. & RALPH E. K. (1982) - *Calibration of radiocarbon dates: tables based on the consensus date of the Workshop on calibrating the Radiocarbon Time Scale*. Radiocarbon, 24, 103-150.
- MAGALDI D. & SAURO U. (1982) - *Landforms and soil evolution in some Karstic areas of the Lessini Mountains and Monte Baldo (Verona, Northern Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 82-101.
- MARCHESONI V. (1954) - *Il Lago di Molveno e la foresta riaffiorata in seguito allo svaso*. Studi Trent. Sc. Nat., 31, 9-24.
- MARCHESONI V. (1958) - *La datazione con il metodo del carbonio 14 del Lago di Molveno e dei resti vegetali riemersi in seguito allo svaso*. Studi Trent. Sc. Nat., 35, 95-98.
- MONTANDON F. (1933) - *Chronologie des grands éboulements alpins, du début de l'ère chrétienne à nos jours*. Matériaux pour l'étude des calamités, n° 32, Genève, 271-340.
- OMBONI G. (1878) - *La marocche, antiche morene mascherate da frane*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 19, 2, 1-16.
- PAGLIA E. (1875) - *I terreni glaciali nelle valli alpine confluenti ed adiacenti al bacino del Garda*. Atti R. Ist. Veneto, 5/1.
- PANIZZA M., SLEIKO D., BARTOLOMEI G., CARTON A., CASTALDINI D., DEMARTIN M., NICOLICH R., SAURO U., SEMENZA E. & SORBINI L. (1981) - *Modello sismotettonico dell'area fra il lago di Garda ed il Monte Grappa*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 587-603.
- PENCK A. (1886) - *Die «Slavini di S. Marco»*. Mitt. K. Geogr. Gesellsch., 29, 395-398.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1901-1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. C.H. Tauchnitz Leipzig, 3 vol., 1200 pp.
- PERNA G. (1974) - *Le frane glaciali e postglaciali nel Trentino meridionale («Marocche» e «Laste»)*. Boll. Com. Glac. It., ser. 2, 22, 59-66.
- PERNA G. & SAURO U. (1978) - *Atlante delle microforme di dissoluzione carsica superficiale del Trentino e del Veneto*. Mem. Museo Trident. Sc. Nat., 22, 176 pp.
- PERNA G. & SAURO U. (1979) - *Aspects de la dénudation Karstique des «Marocche»*. Act. Symp. Int. sur l'érosion Karstique, Aix en Provence-Marseille-Nîmes, 97-103.
- PORTER S. E. & OROMBELLI G. (1981) - *Alpine rockfall hazard*. Amer. Scient., 69, 67-75.
- SACCO F. (1940) - *Le marocche del Veneto*. L'Universo, 21, 763-782.
- SAURO U. (1973) - *Forme di corrosione su rocce montonate della Val Lagarina meridionale*. L'Universo, 53, 309-344.
- SAURO U. (1978) - *Forme strutturali e neotettoniche nei Monti Lessini*. Quaderni Gruppo Studio Quatern. Padano, 4, 31-60.
- SAURO U. (1979) - *Dati preliminari sulla neotettonica del F. 48 (Peschiera)*. In: *Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 251, 251-260.
- SAURO U. & MENEGHEL M. (1980) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 21 (Trento), 35 (Riva), 36 (Schio) e 49 (Verona)*. In: *Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 356, 331-357.
- SCHWINNER R. (1912) - *Der Monte Spinale bei Campiglio and andere Bergstürzen in den Sudalpen*. Mitteilungen Geol. Gesellschaft Wien, 5, 128-197.
- SELLI R. & TREVISAN L. (1964) - *Caratteri ed interpretazione della frana del Vajont*. Giorn. Geol., ser. 2, 32-1, 7-68.
- SHREVE R. L. (1968a) - *Leakage and fluidization in air layer lubricated avalanches*. Geol. Soc. Am. Bull., 79, 653-658.
- SHREVE R. L. (1968b) - *The Blackhawk landslide*. Geol. Soc. Am. sp. paper, 108, 47 pp.
- TOVAZZI G. (1986) - *Malographia Tridentina*. Stampa di manoscritto del 1776 a cura del Lions Club di Trento, 239 pp.
- TARAMELLI T. (1881) - *Di alcuni scoscendimenti postglaciali sulle Alpi meridionali*. Rend. R. Ist. Lombardo Sc. Lett., 2, 14, 74-81.
- TRENER G. B. (1924) - *Geologia delle Marocche*. In: *Gli impinati idroelectrici della città di Trento*. A. Scatari, Trento, 33 pp.
- TREVISAN L. (1939) - *Il Gruppo del Brenta*. Mem. Ist. Min. Geol. Univ. Padova, 13, 128 pp.
- VARNES D. J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: «SCHUSTER R. L. & KRIZEK R. J. (Ed.) Landslides analysis and control». - Transportation research Board, sp. rep. 176, Nat. Acad. Sc., 11-33.
- VOIGT B. Ed. (1978) - *Rockslides and avalanches, 1 - Natural Phenomena*. Elsevier, Amsterdam, 833 pp.
- ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CAROBENE L., CARTON A., CARULLI G. B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., PANIZZA M., PELLEGRINI G. B., PIANETTI F. & SAURO U. (1982) - *Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale*. Mem. Sc. Geol., 35, 355-376.