

M. CAPITANI (*)

DEFORMAZIONE GRAVITATIVA PROFONDA ED INSTABILITÀ IN LIGURIA: IL CASO DI LAZZERUOLE (VALLE LAVAGNA)

Abstract - *Deep-seated gravitational slope deformations and slope instability: a case study of Lazzeruole (Lavagna Valley, Liguria, Italy).* The slope on which Lazzeruole (province of Genoa) was built is affected by many phenomena of gravitational mass, active and quiescent, belonging to different types. The origin of the most recent gravitational phenomena, involving part of the Lazzeruole town, must be considered in relation to the development of a series of gravitational deformations, which have influenced the slope stability. This predisposing factor appeared decisive in influencing the formation of all morphotypes, especially given the fact that in the area a significant decrease of hydrographic baseline level and fluvial erosion have occurred. The analysis of fractures systems observed in the area, together with a detailed geomorphological study of the slope, allowed us to define the origin of the DGSDs (Deep-seated Gravitational Slope Deformations) and how these have evolved in space and time. The observed gravitational processes are of great importance, especially in terms of landslide risk. The regressive evolution of the phenomena could represent a serious danger to the Lazzeruole town. This evolution can be considered emblematic of many Ligurian localities.

Key words - Deep-seated gravitational slope deformations, landslides, Ligurian Apennines.

Riassunto - L'Appennino ligure è interessato da numerosi fenomeni franosi e di deformazione gravitativa profonda di versante. Tra i molteplici casi riscontrati a seguito del progetto S.C.A.I. (Studio dei Centri Abitati Instabili della Liguria) viene qui presentato quello relativo al versante su cui è stato edificato l'abitato di Lazzeruole (Genova), che ha presentato forti caratteristiche di instabilità. L'area in questione è interessata da fenomeni gravitativi di massa, attivi e quiescenti, appartenenti a differenti tipologie. L'origine di quelli più recenti, che hanno coinvolto parzialmente il centro abitato, è da porre in relazione allo sviluppo di una serie di deformazioni gravitative profonde di versante, che hanno condizionato la stabilità dell'area. Tale fattore è apparso determinante nell'influenzare la formazione dei fenomeni franosi, soprattutto in considerazione del fatto che nell'area si è attuato un forte abbassamento relativo del livello di base del reticolo idrografico e lo sviluppo di un'accentuata erosione fluviale. L'analisi dei sistemi di fratture, unita ad un dettagliato studio geomorfologico del versante, ha permesso di associare la genesi delle DGPV allo stato di fratturazione degli affioramenti appartenenti alla Formazione degli Scisti Zonati (Unità Gottero). I processi gravitativi studiati acquisiscono una notevole importanza soprattutto dal punto di vista del rischio geomorfologico. Uno sviluppo regressivo delle frane in atto rappresenterebbe, infatti, un grave pericolo per l'abitato di Lazzeruole. Tale evoluzione può ritenersi emblematica della situazione esistente in molte località della Liguria.

Parole chiave - Deformazione gravitativa profonda di versante, frana, Appennino Ligure.

INTRODUZIONE

Le deformazioni gravitative profonde di versante acquisiscono un ruolo certamente non secondario nel condizionare la dinamica dei versanti. La conoscenza dei processi che stanno alla base della loro genesi e della loro evoluzione, connessa sia con il possibile collasso dell'intero versante sia con lo sviluppo successivo di fenomeni franosi, assume un'importanza fondamentale soprattutto per quanto concerne la pianificazione territoriale e la prevenzione dal rischio geomorfologico. Sebbene le DGPV siano studiate da oltre cinquanta anni e definite in molti settori del mondo rimangono in essere ancora alcune problematiche non risolte per quanto riguarda i meccanismi con cui queste si sviluppano e condizionano l'evoluzione dei versanti.

C'è sufficiente accordo sulla definizione di DGPV come lenta deformazione che si esplica in estesi settori del versante e che genera elementi morfologici secondari, come sdoppiamento di creste, trincee, aree a contropendenza e scarpate, utili per il loro riconoscimento. Per quanto riguarda, invece, i meccanismi con cui le deformazioni gravitative profonde di versante si esplicano e che dovrebbero contraddistinguerle dalle frane non esiste ad oggi un'unica interpretazione (Apuani *et al.*, 2007; Bachmann *et al.*, 2009). In particolare, lo sviluppo di una o più superfici di scorrimento ben definite, che dovrebbe distinguere le frane dalle DGPV, è stata ritenuta possibile anche per quest'ultime (Beck, 1968; Radbruch-Hall, 1978; Oyagi *et al.*, 1994; Crosta, 1996; Agliardi *et al.*, 2001; Crosta & Agliardi, 2002; Stead *et al.*, 2006; El Bedoui *et al.*, 2009), come evoluzione di quel processo di *creeping*, che generalmente viene considerato il meccanismo principale con cui si esplica la deformazione gravitativa profonda nei versanti (Zischinsky, 1966; Tabor, 1971; Mahr, 1977; Mahr & Nemcok, 1977; McCalpin & Irvine, 1995; Bisci *et al.*, 1996; Kinakin & Stead, 2005; Audemard *et al.*, 2010). Viceversa, il *creeping* è stato anche attribuito allo sviluppo di quelle frane che non mostrano una superficie di rottura ben definita e che sono conosciute come «confinare» (Hutchinson, 1988; Cruden & Varnes, 1993). È opportuno sottolineare come, benché siano stati osservati numerosi fenomeni franosi in corrispondenza di DGPV e siano state ipotizzate relazioni tra queste differenti morfologie gravitative (Crosta, 1996; Brideau *et al.*, 2005; Pánek *et al.*, 2009b; Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2010), il legame tra deformazione gravitativa profonda di versante e frane non è stato ancora definito con

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa, 56126 Pisa, Italia.

certezza (Bisci *et al.*, 1996; Sorriso-Valvo *et al.*, 1999; D'Amato Avanzi *et al.*, 2003).

La comprensione dei meccanismi con cui le DGPV si sviluppano ed evolvono e la conoscenza di tutti quei mutamenti che la loro genesi comporta nell'assetto morfologico e strutturale del versante è, pertanto, di primaria importanza per l'analisi della propensione al dissesto per frana. A seguito degli studi eseguiti in Liguria, per l'analisi dei centri abitati instabili per frana (Federici *et al.*, 2001; 2003; 2005; 2007), è stato possibile osservare un elevato numero di fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante. Tra questi, quello qui presentato è apparso di particolare interesse giacché permette sia l'analisi dei fattori predisponenti le deformazioni gravitative profonde di versante sia lo studio dei rapporti che si instaurano tra lo sviluppo di questi morfotipi e le frane.

Nel tentativo quindi di definire quali fattori abbiano concorso nella formazione delle DGPV, come queste si siano evolute nel tempo e come la loro genesi ed evoluzione abbia influenzato l'ingenerare di quei fenomeni franosi che mettono a rischio l'intero centro abitato di Lazzeruole, sono state studiate tutte le morfologie gravitative ed i rapporti di queste sia con l'assetto geologico-strutturale sia con le strutture deformative correlabili alle deformazioni gravitative profonde di versante.

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO

L'area in esame è ubicata nella parte nord occidentale della Valle Lavagna (Genova), sul versante di sinistra idrografica del Torrente d'Urri, affluente del corso d'acqua principale. Il versante è caratterizzato da aree con acclività generalmente elevata intervallate ad aree sub-pianeggianti che ne caratterizzano i settori medio-alti. Come in gran parte della provincia di Genova questa situazione morfologica ha condizionato nel tempo il processo di antropizzazione favorendo lo sviluppo del centro abitato di Lazzeruole proprio in corrispondenza delle aree sub-pianeggianti; aree che corrispondono alle testate di estesi fenomeni gravitativi. Il versante è infatti interessato da un complesso di deformazioni gravitative profonde e da una serie di fenomeni franosi sia attivi che quiescenti. Diffuse manifestazioni di dissesto in atto interessano sia alcuni edifici di civile abitazione di Lazzeruole che parte della viabilità principale e secondaria. Il versante esaminato, come del resto quasi tutta la Val Lavagna, è totalmente modellato nell'Unità Gottero (Fig. 1). Tale unità è stata associata al complesso di unità tettoniche che rappresentano la sequenza completa di ciò che rimane del bacino oceanico Ligure-Piemontese e definite col termine di Liguridi Interne (Elder, 1975; Abbate *et al.*, 1980; Marroni *et al.*, 2001). Il complesso delle Liguridi Interne è, infatti, costituito dai resti sia delle sequenze ofiolitiche che delle relative coperture sedimentarie (Abbate *et al.*, 1980; Nilsen & Abbate, 1983-84; Marroni & Pandolfi, 2001). Nel dettaglio, la parte settentrionale dell'area è caratterizzata dagli affioramenti delle arenarie torbiditiche quarzoso-feldspatiche della Formazione delle Arenarie di Monte Gottero (Maastrichtiano-Paleocene).

Verso i settori sud-orientali del versante questa formazione passa a contatto, tramite una faglia normale a basso angolo, con gli strati arenacei, siltitici ed argillitici della Formazione degli Scisti Zonati (Campaniano-Maastrichtiano). Quest'ultimi litotipi costituiscono i principali affioramenti presenti lungo il tratto di versante di Lazzeruole (Fig. 2).

Entrambe le formazioni affioranti denotano complesse strutture deformative connesse con un'evoluzione polifasica riferibile a processi di subduzione, accrezione e successiva esumazione (van Zupthen *et al.*, 1985; Marroni *et al.*, 1988; Marroni, 1991; Hoogerduijn, 1991 e 1994; Marroni & Pandolfi, 1996; Ducci *et al.*, 1997; Marroni *et al.*, 2004). Tale evoluzione prevede due principali fasi deformative ciascuna suddivisibile in differenti sub-fasi di venatura, piegamento e sovrascorimento (Marroni *et al.*, 2004). Soprattutto nella Formazione degli Scisti Zonati, le strutture legate a questa storia sono più evidenti. Alla scala di affioramento si riconosce una prima fase di deformazione duttile caratterizzata da pieghe sub-isoclinali fortemente non-cilindriche, con ispessimento della cerniera e comparsa di *boudinage* e *necking*. Queste pieghe, che presentano una forte dispersione degli assi, un'originaria vergenza verso ovest e un piano assiale generalmente parallelo alla superficie di strato (Fig. 3), coinvolgono le vene di quarzo e calcite formatesi a seguito della tettonica di *underthrusting* (Marroni & Pandolfi, 1996; Meneghini *et al.*, 2009). Le pieghe appartenenti a questa fase deformativa sono interessate da una foliazione di piano assiale di tipo *slaty cleavage* che si confonde con la superficie di strato lungo i fianchi ma che appare ben evidente nelle zone di cerniera. Nei settori dove affiorano i litotipi più argillitici della Formazione degli Scisti Zonati le pieghe della prima fase appaiono più isoclinali con superfici di taglio parallele al piano assiale tanto che una loro individuazione alla scala di affioramento non risulta immediata. L'analisi dei minerali sin-cinematici attribuisce a questa fase un grado metamorfico di anchizona (Leoni *et al.*, 1996).

La successiva fase di piegamento osservabile alla scala di affioramento è caratterizzata da pieghe asimmetriche con cerniere da arrotondate a sub-arrotondate, che presentano assi generalmente sub-orizzontali e disposti con direzione grossomodo NW-SE. Queste pieghe normalmente sono interessate da superfici di taglio interpretate come il risultato delle fasi di estensione a livello superficiale del cuneo di accrezione Ligure-Piemontese (Marroni *et al.*, 2004), fasi connesse all'esumazione dell'Unità Gottero. Associato allo sviluppo delle pieghe di questa seconda fase, che si presentano con geometria variabile da stretta ad aperta, appare la foliazione di tipo *crenulation cleavage* (Ducci *et al.*, 1997). Mentre nei litotipi più argillitici la foliazione appare serrata, negli strati più competenti essa risulta poco marcata e posta in evidenza da fratture associate al piano assiale. A quest'ultima fase evolutiva, che vede il passaggio delle successioni in questione da un comportamento prevalentemente duttile ad uno principalmente rigido, è stata associata la genesi di una serie di faglie normali ad alto angolo rilevate in corrispondenza dell'Unità Gottero e disposte con direzione compresa tra N160 e N20 (Marroni *et al.*, 2004).

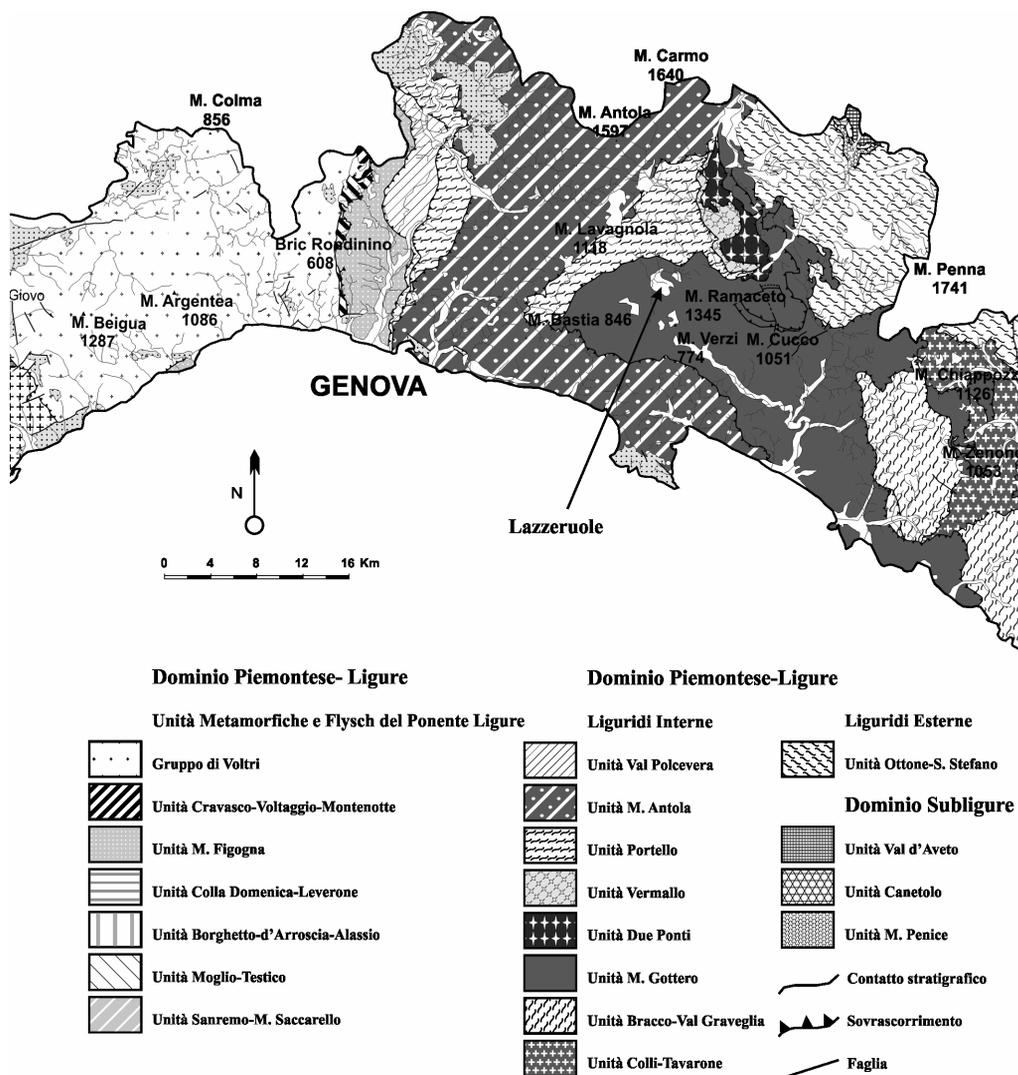


Fig. 1 - Schema geologico strutturale della provincia di Genova (tratta da Federici *et al.*, 2003).

Tutte le strutture sono state successivamente interessate dalle fasi deformative (Oligocene sup - Miocene) connesse con la collisione continentale tra la Placca Adria e quella Europea. A seguito di queste, le Unità Liguri già deformate sono state coinvolte nei processi di *thrusting* che le hanno portate a sovrascorrere le Unità Sub-Liguri e le unità appartenenti al Dominio Toscano, e nella Val Lavagna in una serie di macropieghe grossomodo disposte con asse N-S.

A tale evoluzione polifasica si sono successivamente sovrapposte le fasi deformative connesse con la tettonica plio-quadernaria dell'Appennino Settentrionale che, in regime distensivo, hanno dato origine ad una serie di faglie normali, con direzione prevalentemente appenninica, ad una serie di sollevamenti differenziali e ad estesi bacini inter-montani. (Federici, 1980; Federici

& Rau, 1980; Bartolini *et al.*, 1982; Puccinelli, 1987; Brancucci *et al.*, 1989; D'Amato Avanzi & Puccinelli, 1989; Martini & Sangri, 1993; Argnani *et al.*, 1997). Lo studio dei meccanismi focali relativi alla moderata attività sismica a cui è soggetto l'Appennino Settentrionale (Frepoli & Amato, 1997; Boschi *et al.*, 2000; Castello *et al.*, 2004; Carbone & Cevasco, 2011 e relativa bibliografia) denota come tale evoluzione distensiva non sia ad oggi del tutto compiuta.

GEOMORFOLOGIA DELL'AREA DI STUDIO

L'area di studio è compresa tra la quota massima di circa 900 m ed il fondovalle del Torrente d'Urri. È stata eseguita una dettagliata campagna di rilevamento alla

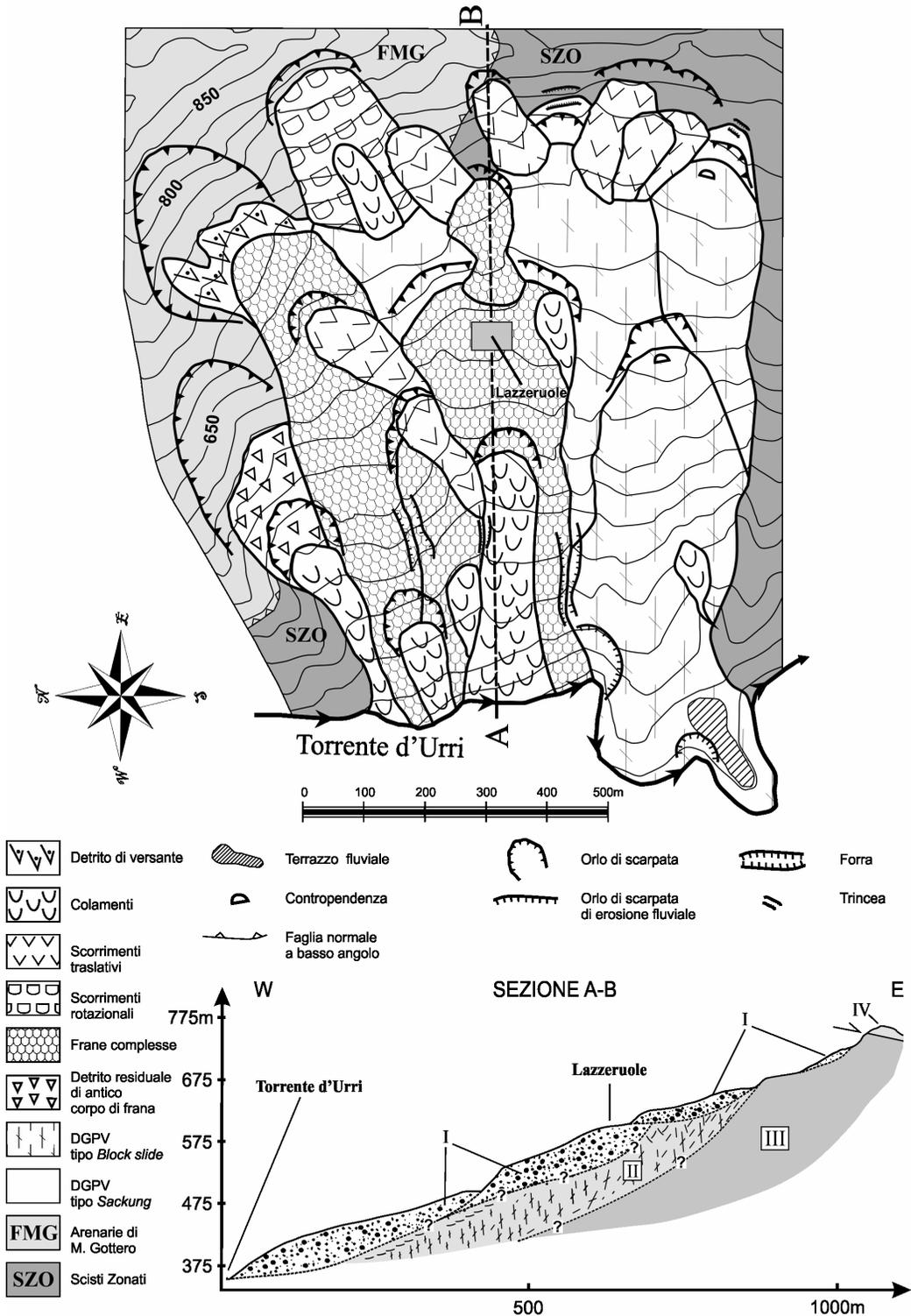


Fig. 2 - Carta geologica e geomorfologica dell'area di Lazeruole. Sezione geologica. I) Frane. II) DGPV. III) Formazione degli Scisti Zonati. IV) Formazione delle Arenarie di M. Gottero (base geologica tratta da Elter P., Marroni M. and Pandolfi L., in stampa).



Fig. 3 - Pieghe sub-isoclinali appartenenti alla prima fase deformativa.



Fig. 4 - Panoramica del tratto di versante indagato.

scala 1:5.000 (sostenuta da foto-interpretazione) nel tentativo di definire i processi morfogenetici in atto e quelli che hanno condizionato l'evoluzione morfologica del paesaggio. Tale fase è stata svolta per identificare i processi che sono responsabili dell'instabilità del tratto di versante studiato, in particolare dell'abitato di Lazzeruole, ed è stata quindi impostata prevalentemente sull'analisi dei morfotipi gravitativi e fluviali.

L'assetto morfologico dell'area è complesso ed articolato e quasi totalmente caratterizzato dalle forme gravitative che si sono sviluppate, in maggior parte, nei litotipi appartenenti alla formazione degli Scisti Zonati (Fig. 2). Il tratto di versante risulta interrotto da estesi ripiani, da scarpate morfologiche allungate parallelamente al versante (Fig. 4), da aree a contropendenza e da due depressioni allungate, disposte perpendicolarmente alla direzione di massima acclività.

Quest'ultime sono presenti nei settori orientali dell'area, ad una quota media di circa 690 m, dove assumono le caratteristiche di piccole vallecole a fondo piatto, parzialmente o totalmente riempite da depositi eluvio-colluviali. Le depressioni, che delimitano superiormente aree caratterizzate da evidenti convessità, sono disposte con l'asse di maggior allungamento secondo direzioni NW-SE e NE-SW, presentando lunghezze rispettivamente di 60 e 40 m ed una larghezza media di circa 20 m. Queste forme generalmente caratterizzano, come espressione superficiale, le deformazioni gravitative profonde di versante (Beck, 1968; Patton & Hendron, 1974; Radbruch-Hall *et al.*, 1977; Bovis, 1982; Savage & Varnes, 1987; Hutchinson, 1988; Bovis & Evans, 1996; Julian & Anthony, 1996; Agliardi *et al.*, 2001; Tibaldi *et al.*, 2004; Ambrosi & Crosta, 2006; Hippolyte *et al.*, 2006) e sono comunemente conosciute col termine di «trincee» (Dramis, 1984; Dramis *et al.*, 1987).

Il processo di deformazione osservato è scomponibile in più fenomeni distinti, sulla base della presenza di estese superfici in roccia a bassa acclività, che sono caratterizzate in alcuni casi da inclinazioni rivolte verso il fondovalle e in altri da contropendenze. In particola-

re, mentre le due trincee osservate nei settori meridionali individuano il limite superiore di due distinte aree soggette a DGPV, dove la deformazione complessiva è risultata minima, i ripiani in roccia che sono ubicati a quote inferiori identificano morfologicamente la parte sommitale di ulteriori blocchi in deformazione che, a differenza dei primi, hanno subito un movimento complessivo rilevante (Fig. 2).

Nell'insieme sono stati osservati 6 settori del versante che sono stati soggetti a movimenti tra loro differenziali. Quattro aree in DGPV caratterizzano il versante nella parte medio-bassa da quote di circa 650 m fino al fondovalle, dove le incisioni vallive che si sono originate lungo i bordi dei rispettivi ripiani in roccia si collegano, come affluenti di sinistra, al Torrente d'Urri. Le due DGPV che presentano le trincee coinvolgono invece il versante nei settori posti a quote più elevate rispetto alle forme precedenti, sovrastando i ripiani in roccia delle due deformazioni gravitative profonde che hanno interessato le zone meridionali dell'area di studio.

Nel complesso i morfotipi in questione sono associabili a tipologie di *Sackung* e *block slide* (Zischinsky, 1966, 1969; Sorriso-Valvo, 1988; Dramis & Sorriso-Valvo, 1994; Cruden & Varnes, 1996), dove i primi sono individuati dalle trincee osservate nei settori più alti del versante, mentre i *block slide* (o scorrimenti di roccia in blocco), posti al di sotto dei *Sackung*, sono delimitati verso l'alto dai ripiani in roccia che ne definiscono le «testate».

Per quanto concerne lo stato di attività, sebbene sia quasi sempre arduo esprimere certezze sull'argomento, possono essere fatte alcune considerazioni soprattutto per i *Sackung*. Infatti, le trincee appaiono riempite quasi totalmente da depositi detritici e le scarpate ad esse associate risultano degradate e smussate. Tali indizi porterebbero a considerare lo stato di attività di queste morfologie prevalentemente di tipo quiescente.

Per gli scorrimenti di roccia in blocco la valutazione dello stato di attività appare difficoltosa sia a causa delle frane, che si sono sviluppate attestandosi sui ripiani

di alcune di queste forme, sia per la presenza di detrito eluvio-colluviale che ha coperto le zone di raccordo tra la parte alta di questi morfotipi ed il versante.

Di più facile interpretazione appare invece lo stile di attività con cui la deformazione si è propagata verso valle. La presenza di lembi residuali di scarpate poste in corrispondenza delle aree soggette a *Sackung* e soprastanti i *block slide*, la cui genesi è ad esse associata, pone in evidenza appunto la tendenza evolutiva con cui tali morfotipi si sono sviluppati.

L'origine degli scorrimenti di roccia in blocco, che caratterizzano la parte medio-bassa del versante, deve essere collegata ad una fase progressiva dei fenomeni di *Sackung*, giacché, in caso contrario, occorrerebbe ammettere un'evoluzione dello stile deformativo, lungo il versante, dallo stato fragile a quello duttile. D'altro canto, la possibilità che un *Sackung*, o parte di esso, possa invece volgere in *block slide* è stata ampiamente dimostrata, attraverso studi di laboratorio e modelli sia fisici che numerici, ammettendo il passaggio da una deformazione inizialmente lenta, per *creeping*, ad un progressivo aumento, per *creeping* accelerato, fino alla rottura che può avvenire lungo una o più superfici di scorrimento (Boukharov & Chanda, 1995; Agliardi *et al.*, 2001; Bachmann *et al.*, 2004; Lebourg *et al.*, 2005; Bachmann *et al.*, 2006; Jomard *et al.*, 2007; El Bedoui *et al.*, 2009).

Tra i fattori che possono aver influenzato la genesi e soprattutto lo sviluppo delle DGPV osservate, l'erosione fluviale esercitata alla base del versante è apparsa certamente di non secondaria importanza. L'evoluzione locale del reticolo fluviale, testimoniata dal terrazzo posto a circa 30 m al disopra dell'attuale alveo del Torrente d'Urri (Fig. 2), è connessa a quella subita dal Fiume Lavagna lungo il suo percorso principale, dove sono stati osservati numerosi terrazzi d'erosione disposti a differenti quote (Brancucci & Motta, 1989). Le perturbazioni del livello di base del collettore si sono propagate verso monte coinvolgendo gran parte delle aste idrografiche di ordine inferiore. Poiché l'alveo del Torrente d'Urri appare ancora oggi in una fase di forte incisione, le ultime perturbazioni subite dal reticolo fluviale devono ancora essere completamente assorbite soprattutto lungo il profilo dei solchi vallivi, che denotano forte approfondimento dell'alveo, verso monte, solamente fino a quote di circa 425m. In quest'area l'erosione di sponda esercitata dal Torrente d'Urri è testimoniata dall'estesa scarpata posta nei settori sud-occidentali, mentre l'incisione verticale esplicita dagli elementi idrografici secondari è posta in risalto dalle forre formatesi in prossimità del fondovalle (Fig. 2).

Per quanto concerne la genesi delle frane che caratterizzano la parte medio-bassa del versante, l'evoluzione della rete idrografica ha certamente avuto un impatto determinante nel modificare la morfologia del paesaggio anche successivamente allo sviluppo delle DGPV. Le forme gravitative che si sono impostate successivamente alle DGPV appartengono a differenti tipologie. L'esteso ripiano sul quale è ubicato il centro abitato di Lazzeruole appartiene alla frana complessa che si è sviluppata, da una quota media di circa 630 m fino al fondovalle (Fig. 2). La frana ha preso origine in corri-

spondenza di settori del versante in deformazione gravitativa profonda, secondo un iniziale movimento di tipo scorrimento rotazionale che si è evoluto in colata nei settori al piede.

Ad una prima osservazione delle dimensioni del fenomeno, in assenza di sondaggi, si ritiene che il corpo di questa frana possa assumere, in prossimità delle aree di testata, spessori superiori a 20 m. Le dimensioni della parte esposta della nicchia di distacco, che presenta un orlo di scarpata superiore a 200 m, e le sue pendenze, che appaiono superiori a 30°, portano, infatti, a ipotizzare uno sviluppo profondo della superficie di scorrimento di questa frana.

Oltre alla frana complessa di Lazzeruole sono stati rilevati numerosi fenomeni recenti ed antichi appartenenti alla tipologia rotazionale, colamento puro, scorrimento traslativo e complessa (scorrimento rotazionale e/o traslativo evolvente in colata nei settori al piede) (Fig. 2). Alcune di queste forme denotano uno stile evolutivo sia di tipo regressivo che progressivo. Le colate che si sono sviluppate nei settori posti a valle del centro abitato, ad esempio, hanno preso origine proprio dal corpo della frana di Lazzeruole, mentre la frana complessa posta immediatamente ad est dell'abitato si è propagata fino alla relativa testata, coinvolgendone parzialmente la nicchia di distacco.

Per quanto concerne i due fenomeni franosi ubicati nei settori più settentrionali dell'area appare opportuno porre in evidenza come essi si siano generati, da quote di circa 850 m, prevalentemente nella Formazione delle Arenarie di M. Gottero. La frana di scorrimento rotazionale multiplo si è attestata in corrispondenza del ripiano in roccia relativo al *block slide* situato a nord-est di Lazzeruole, cancellandone la relativa scarpata. Anche in tal caso, l'evoluzione di queste morfologie potrebbe essere attribuita ad una fase regressiva nella quale lo sviluppo della frana si è esplicito in una situazione di disequilibrio topografico creatasi con la genesi della DGPV.

Simile evoluzione mostrano le frane di scorrimento traslativo che si sono formate nei settori a sud-est di Lazzeruole e che si sono posizionate sui ripiani degli scorrimenti di roccia in blocco precedentemente descritti. Nel complesso l'evoluzione geomorfologica dell'area sembra grossomodo ricostruibile secondo una serie di eventi che vedono un iniziale sviluppo delle DGPV tipo *Sackung*, che prosegue con la genesi dei *block slide*, probabilmente favorita dall'erosione alla base del versante da parte del Torrente d'Urri, e che termina con l'origine della grande frana di Lazzeruole e delle frane situate nei settori settentrionali e meridionali.

La frana principale di Lazzeruole e le frane che si sono sviluppate dal suo corpo sono ad oggi soggette a ripetuti periodi di attività intervallati a prolungati momenti di quiescenza. Gli effetti sul centro abitato e sulla viabilità dell'area coinvolta sono osservabili sia in corrispondenza delle varie opere di ristrutturazione realizzate negli ultimi anni sugli edifici di civile abitazione sia lungo parte del tratto stradale che collega Lazzeruole al fondovalle (Federici *et al.*, 2003). Il contributo dell'erosione regressiva esercitata dagli elementi idrografici nell'ingenerare tale instabilità è testimoniata dal

fatto che i solchi vallivi affluenti di sinistra del Torrente d'Urri stiano attualmente incidendo i settori al piede dalle frane in questione.

ANALISI DEI SISTEMI DI FRATTURE

È stata effettuata un'analisi mesostrutturale al fine di comprendere i rapporti tra deformazione fragile e morfologie gravitative. In particolare, è stata esaminata la possibilità di poter valutare se e come gli effetti indotti dallo stato di fratturazione preesistente siano stati predisponenti per la genesi delle DGPV ed in che modo la fratturazione indotta dallo sviluppo di quest'ultimi morfotipi abbia agito nel favorire la franosità dell'area. Per poter discernere le strutture prodotte negli ammassi rocciosi dalle deformazioni gravitative profonde di versante rispetto a quelle correlabili esclusivamente all'evoluzione tettonica, l'analisi è stata svolta in sezioni ubicate sia all'interno che all'esterno delle aree in DGPV. Occorre precisare come non sia stato possibile estendere oltremodo questo tipo di analisi a causa, soprattutto nei litotipi argillitico-siltosi appartenenti alla Formazione degli Scisti Zonati, della mancanza di sezioni adeguatamente estese. Saranno descritti prima i risultati per le aree non soggette a DGPV e successivamente quelli relativi alle zone affette da deformazione gravitativa di versante. Per entrambi i casi le misure effettuate sono state riportate in stereogrammi di sintesi (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

SISTEMI DI FRATTURE IN AREE NON SOGGETTE A DGPV

Sono state eseguite misure di strutture deformative fragili sia nelle litologie appartenenti alla Formazione delle Arenarie di M. Gottero che in quelle relative agli Scisti Zonati (Fig. 5). Nel primo caso sono stati raccolti dati da tre stazioni di misura ed elaborati singolarmente per ognuna di queste, mentre a causa della minor densità di fratture osservata negli affioramenti della Formazione degli Scisti Zonati le quattro sezioni di osservazione sono state opportunamente raggruppate in due diversi stereogrammi. In totale sono stati misurati 140 piani di discontinuità nella Formazione delle Arenarie di M. Gottero e 50 in quella degli Scisti Zonati.

Tutti gli affioramenti osservati nella Formazione delle Arenarie di M. Gottero sono caratterizzati da un numero considerevole di discontinuità ad alto angolo (Fig. 6). Dall'analisi delle direzioni mostrate dalle varie fratture sono stati osservati due sistemi di deformazione fragile, disposti secondo direttrici appenniniche e anti-appenniniche (Fig. 5, a, b, c). Entrambi i sistemi sono caratterizzati da fratture ad alto angolo che si intersecano reciprocamente, denotando una natura coniugata rispetto ai processi che le hanno generate. Non sono state riscontrate faglie o fratture che presentassero rilevanti indizi di movimento e neppure casi con particolari valori di apertura dei giunti. Ambedue i sistemi interessano inoltre tutte le strutture deformative connesse con la tettonica duttile che ha dato origine alle pieghe sia della prima fase che della seconda e presentano una distribuzione

spaziale tra i vari elementi compresa tra 1,5 m e 0,3 m. L'analisi estesa agli affioramenti della Formazione degli Scisti Zonati ha rilevato una situazione marcatamente diversa per quanto concerne la densità dello stato di fratturazione. Benché i litotipi affioranti siano stati caratterizzati durante il processo deposizionale da un buon apporto di materiale grossolano, essendo prossimi alla parte sommitale della formazione che nella serie indisturbata passa per alternanza a quella delle Arenarie del Gottero, i piani di frattura ivi rilevati sono scarsi e notevolmente spazati (dell'ordine di qualche metro). Anche in tal caso non sono state rilevate faglie, mentre per quanto concerne eventuali movimenti di piccola entità non è stato possibile svolgere con certezza alcuna considerazione. Dall'analisi delle distribuzioni dei piani di frattura sono stati osservati ancora due sistemi con orientazione appenninica ed anti-appenninica, dove però, rispetto alla situazione rilevata nelle Arenarie di M. Gottero, il sistema appenninico denota un maggior numero di diaclasi rispetto a quello anti-appenninico, con una forte prevalenza dei giunti immergenti verso i settori nord-occidentali (Fig. 5, d, e).

SISTEMI DI FRATTURE IN AREE SOGGETTE A DGPV

Le aree soggette a DGPV, come precedentemente descritto, ricadono unicamente nei litotipi appartenenti alla Formazione degli Scisti Zonati. Ciò ha reso un po' più complicata l'analisi delle strutture deformative fragili sia per la minor frequenza di affioramenti ritenuti idonei, sia per la ridotta densità di fratture per sezione rispetto a quella osservata nelle Arenarie del Gottero. Per questi settori sono state rilevate 5 sezioni e sono stati costruiti 2 stereogrammi (Fig. 5).

Ad una prima osservazione è possibile notare come, nei confronti degli ammassi rocciosi appartenenti alla stessa litologia ma affioranti in aree non interessate da DGPV, le sezioni ora in discussione si mostrino sensibilmente più fratturate con un incremento di quei giunti, di tipo appenninico, immergenti verso SE (Fig. 5, d, e, f). La presenza di questi ultimi nei settori di testata dei *block slide* assume un valore distintivo circa il tipo di evoluzione che ha caratterizzato lo stress a cui sono state soggette le aree durante lo sviluppo delle DGPV. I giunti assumono, infatti, assieme a quelli appenninici immergenti verso valle una distribuzione tipica di stati distensivi. Le fratture osservate si presentano sempre ad alto angolo, anche se, rispetto a quelle rilevate nelle aree non interessate da deformazione gravitativa profonda di versante, denotano valori di apertura rilevanti che variano dell'ordine dei cm (Fig. 7).

A differenza di quanto osservato nelle Arenarie di M. Gottero non è stato possibile valutare le mutue interazioni tra i giunti appartenenti allo stesso sistema. Nelle aree medie e medio-basse delle DGPV, le sezioni hanno mostrato la comparsa di fitti sistemi di frattura a basso angolo orientati grossomodo parallelamente alla direzione del *talweg* del Torrente d'Urri (Fig. 8) ed immergenti verso il fondovalle. Negli affioramenti posti al confine tra i settori di versante in deformazione gravitativa profonda e quelli non affetti da DGPV (Fig.

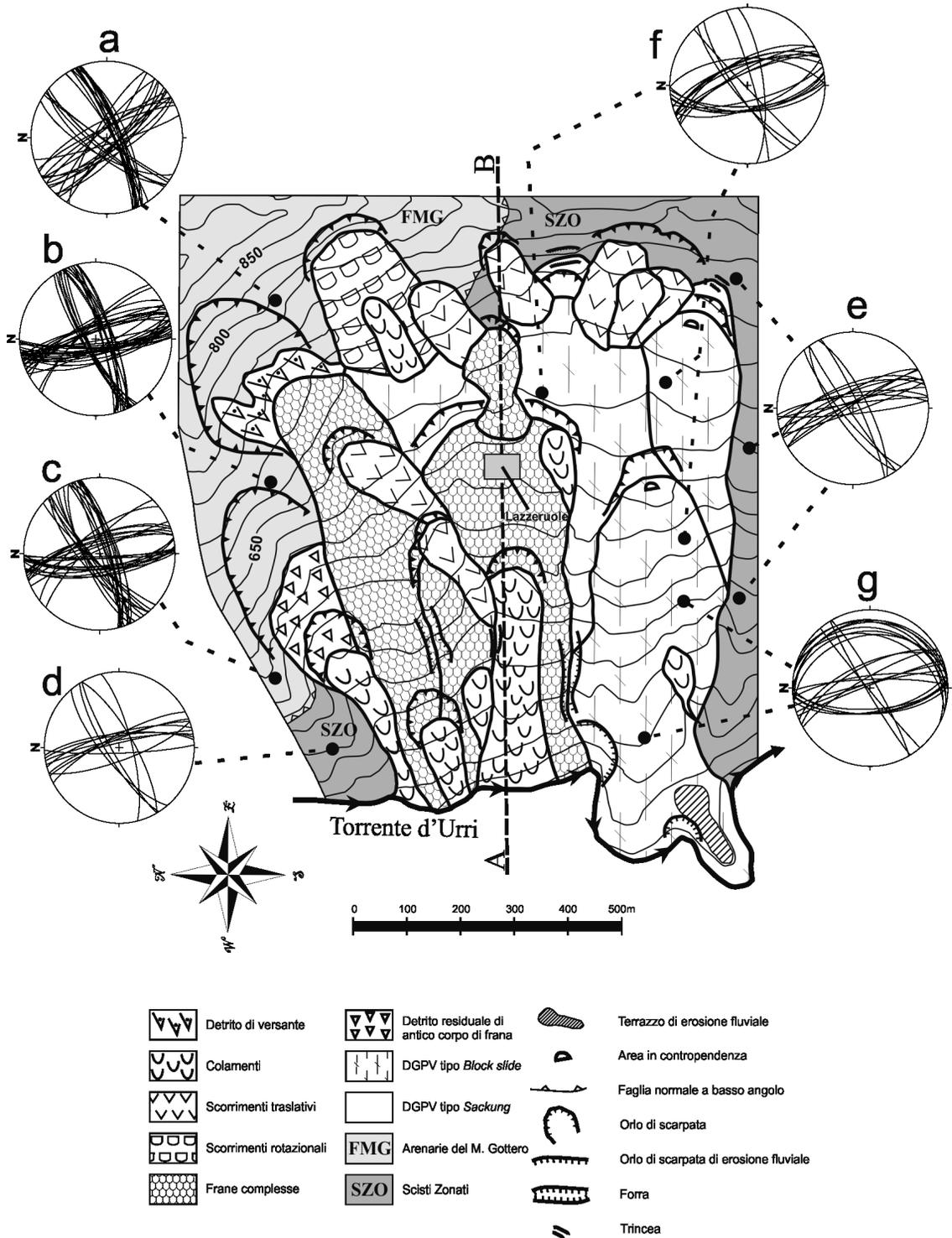


Fig. 5 - Stereonet relativi alle distribuzioni delle discontinuità osservate ed ubicazione delle stazioni di misura.

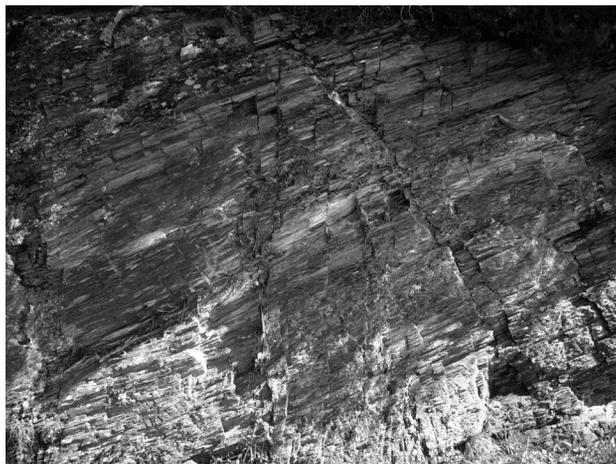


Fig. 6 - Sistemi di fratture coniugate nella Formazione delle Arenarie di M. Gottero.



Fig. 7 - Piano di discontinuità nella Formazione degli Scisti Zonati.

5, g), tali sistemi di fratturazione si sviluppano in vere e proprie fasce di deformazione cataclastica che talora hanno spessori dell'ordine anche del metro (Fig. 9). Sia le fitte superfici di fratturazione che queste vere e proprie fasce cataclastiche a basso angolo interessano tutte le strutture deformative duttili connesse con l'evoluzione tettonica dell'area e in alcuni casi anche i giunti appartenenti al sistema appenninico.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Dall'analisi morfologica e da quella mesostrutturale relativa alle deformazioni fragili possono essere svolte alcune considerazioni. L'allineamento degli elementi morfologici appartenenti alle deformazioni gravitative profonde di versante secondo le direzioni mostrate dai sistemi di fratturazione, sia appenninico che anti-appenninico, porta a supporre come gli effetti relativi all'evoluzione tettonica dell'area abbiano avuto un ruolo notevole nello sviluppo di questi morfotipi. D'altronde il controllo strutturale sulla genesi delle DGPV è stato abbondantemente appurato in molte parti del mondo ed in diverse condizioni (Forcella & Orombelli, 1994; D'Amato Avanzi & Puccinelli, 1996; Caredio *et al.*, 1996; D'Amato Avanzi *et al.*, 1997; Crosta & Zanchi, 2000; Agliardi *et al.*, 2001; Ambrosi & Crosta, 2006; Margielewski *et al.*, 2006; Agliardi *et al.*, 2009; Delgado *et al.*, 2011).

Il maggior stato di fratturazione delle aree del versante soggette a deformazione gravitativa profonda deve essere posto in relazione proprio con lo sviluppo di questo morfotipo. Di fatto, dal confronto tra le sezioni studiate all'interno ed al di fuori delle DGPV si nota oltre ad un incremento del numero di fratture e un aumento dello stile distensivo per le aree poste nelle testate dei *block slide*, anche la comparsa di sistemi di fratture a basso angolo che, nei settori medio-bassi del versante,

è rappresentativa del processo di *bulging*, processo che caratterizza in genere i *Sackung* (McCalpin & Irvine, 1995; Bachmann *et al.*, 2009; El Bedoui *et al.*, 2009; Audemard *et al.*, 2010).

Per quanto concerne l'evoluzione dei *Sackung* in *block slide*, al di là delle considerazioni morfologiche precedentemente svolte, occorre porre in evidenza come lo sviluppo delle fasce cataclastiche da quelle superfici di frattura a basso angolo denoti come nei settori soggetti al *bulging* ci sia stata una variazione dello stato deformativo tipico dei *Sackung* ad uno decisamente più fragile e spinto. Inoltre, in corrispondenza di tali superfici sono state riscontrate pieghe a scala decimetrica che denotano direzione degli assi disposti perpendicolarmente a quella di massima pendenza del versante (Fig. 9). Queste pieghe sono interrotte dalle fasce di deformazione fragile disposte a basso angolo e potrebbero essere rappresentative di un'iniziale deformazione del versante per *Sackung*, fatto già osservato per questo tipo di deformazione di versante (D'Amato Avanzi *et al.*, 1995).

Il coinvolgimento di tali figure deformative nelle superfici di scorrimento, potrebbe rappresentare un'ulteriore prova dell'evoluzione della deformazione del versante da un'iniziale stato duttile ad uno finale di tipo fragile. Anche se esse sono state riscontrate unicamente lungo i settori medio-bassi delle DGPV, la genesi di queste pieghe comunque non può essere associata con certezza ai processi di deformazione gravitativa profonda di versante. Questo in considerazione del fatto che nei litotipi appartenenti alla Formazione degli Scisti Zonati le fasi di piegamento pre-oligoceniche si sono sovrapposte creando una situazione assai complessa.

Nella genesi delle DGPV osservate e soprattutto nella loro evoluzione l'erosione fluviale esercitata alla base del versante appare certamente importante. Tra i fenomeni ritenuti predisponenti la genesi delle deformazioni gravitative profonde di versante quello connesso con



Fig. 8 - Superfici di taglio a basso angolo nelle aree soggette a DGPV.

l'incisione esplicita dalle aste fluviali è stato ampiamente descritto in molte aree montuose (Parise *et al.*, 1997; Sorriso-Valvo *et al.*, 1999; Kellogg *et al.*, 2001; Pánek *et al.*, 2011). Nel nostro caso è plausibile considerare questo processo morfogenetico soprattutto per la genesi dei *block slide*. Se il rapido abbassamento relativo del livello di base del Torrente d'Urri si fosse esplicato alla base del versante già soggetto a *Sackung*, il disequilibrio gravitativo, infatti, potrebbe essere stato assorbito lungo le superfici di rottura a basso angolo, dando origine a rapidi movimenti differenziali e ai numerosi scorrimenti di roccia in blocco. Il fatto che, per le DGPV osservate sia gli elementi morfologici (trincee, scarpate e ripiani in roccia) che quelli strutturali (superfici di taglio a basso angolo) si siano disposti secondo direzioni parallele a quella di sviluppo vallivo e con dei movimenti lungo direttrici parallele al massimo pendio, potrebbe indicare una loro evoluzione anche in relazione alle mutate condizioni dell'equilibrio gravitativo del versante connesse, appunto, con l'incisione fluviale.

Per quanto concerne le frane rilevate nella parte bassa dell'area sia l'analisi morfologica che quella meso-strutturale portano a considerare la genesi di esse come dovuta ad una compartecipazione di fattori predisponenti. L'erosione regressiva degli affluenti di sinistra del Torrente d'Urri e quella laterale esercitata da quest'ultimo si sono impostati in corrispondenza di affioramenti soggetti a DGPV che sono apparsi maggiormente fratturati rispetto al resto dell'area e caratterizzati da sistemi di frattura (a basso angolo immergenti verso valle) certamente non favorevoli alla stabilità del versante. Soprattutto la situazione creatasi nelle zone in deformazione gravitativa profonda di versante e che vede la genesi di nuovi sistemi di fratture rappresenta con particolare importanza un fattore predisponente il successivo sviluppo di frane. Inoltre, la presenza nelle testate dei *block slide* di sistemi di fratture ad alto angolo, che probabilmente si ricollegano più in profondità a quelle, a basso angolo, situate alla base del versante,



Fig. 9 - Fascia di deformazione fragile a basso angolo (B) che si sovrappone ai sistemi di pieghe appartenenti all'ultima fase duttile (Assi di piega, A). Si possono inoltre osservare pieghe decimetriche con asse parallelo alla superficie di taglio (Assi di piega, C).

può favorire l'infiltrazione delle acque meteoriche nei settori più a monte ed una circolazione delle stesse tale da predisporre la genesi di nuovi fenomeni franosi.

Che le DGPV costituiscano un ulteriore fattore predisponente per le frane è anche confermato dai casi osservati lungo tutta la Liguria a seguito dello studio dei centri abitati instabili dove gran parte dell'instabilità si è concentrata proprio in corrispondenza di questi estesi morfotipi. (Federici *et al.*, 2001; 2003; 2005; 2007). Nel complesso lo studio geologico e geomorfologico dell'area di Lazzeruole ha posto in evidenza le possibili correlazioni tra fenomeni franosi, DGPV e le caratteristiche strutturali dei versanti, connesse con le deformazioni fragili. L'attuale rischio di instabilità per frana che coinvolge l'abitato di Lazzeruole è associabile sia alla fase di incisione regressiva a cui sono sottoposti tuttora gli affluenti del Torrente d'Urri, sia alla situazione connessa con l'ulteriore stato di fratturazione che gli affioramenti degli Scisti Zonati presentano nei settori soggetti a deformazioni gravitative profonde di versante.

BIBLIOGRAFIA

- Abbate E., Bortolotti V., Principi G., 1980. Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust. In G. Rocci (Ed), *Ophioliti*, Special Issue on Tethyan ophiolites, vol. I: 59-96.
- Argnani A., Bernini M., Di Dio G.M., Papani G., Rogledi S., 1997. Stratigraphic record of crustal-scale tectonics in the Quaternary of the Northern Apennines (Italy). *Il Quaternario* 10: 595-602.
- Agliardi F., Crosta G., Zanchi A., 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology* 59: 83-102.
- Agliardi F., Crosta G., Zanchi A., Ravazzi C., 2009. Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology* 103: 113-129.
- Ambrosi C., Crosta G.B., 2006. Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Geomorphology* 83: 183-200.
- Audemard F. A., Beck C., Carrillo E., 2010. Deep-seated gravitational slope deformations along the active Boconó Fault in the

- central portion of the Mérida Andes, western Venezuela. *Geomorphology* 124: 164-177.
- Apuani T., Masetti M., Rossi M., 2007. Stress-strain-time numerical modelling of a deep-seated gravitational slope deformation: Preliminary results. *Quaternary International* 171-172: 80-89.
- Bachmann D., Bouissou S., Chemenda A., 2004. Influence of weathering and preexisting large scale fractures on gravitational slope failure: insights from 3-D physical modelling. *NHESS* 4: 711-717.
- Bachmann D., Bouissou S., Chemenda A., 2006. Influence of large scale topography on gravitational rock mass movements: new insights from physical modelling. *Geophysical Research* 33: 1-4.
- Bachmann D., Bouissou S.; Chemenda A., 2009. Analysis of mass fracturing during Deep-Seated Gravitational Slope Deformation by physical and numerical modeling. *Geomorphology* 103: 130-135.
- Bartolini C., Bernini M., Carloni C.G., Costantini A., Federici P.R., Gasperi G., Lazzarotto A., Marchetti G., Mazzanti R., Papani G., Pranzini G., Rau A., Sandrelli F., Vercesi P.L., Castaldini D., Francavilla F., 1983. Carta neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note illustrative. *Boll. Soc. Geol. It.* 101: 523-549.
- Bisci C., Dramis F., Sorriso-Valvo M., 1996. Rock flow (sackung). In: Dikau R., Brunsden D., Schrott L., Ibsen M.L. (Eds.), Landslide Recognition. Identification, Movement and Courses. *International Association of Geomorphologists*. John Wiley & Sons, Chichester. 5: 150-160.
- Beck A.C., 1968. Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment. *N.Z. J. Geol. Geophys.* 11: 191-199.
- Bovis M.J., 1982. Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia. *Geological society of America Bulletin* 93: 804-812.
- Bovis M.J., Evans S.G., 1996. Extensive deformation of rock slopes in southern Coast Mountains, southwest British Columbia, Canada. *Engineering Geology* 44: 163-182.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Valensise G., Gasperini P., 2000. Catalogue of strong Italian earthquakes. *Ann. Geofis.*, 43 (4), 268 pp.
- Brancucci G., Motta M., 1989. Morfotettonica della Val Fontana-buona e delle aree limitrofe. *Mem. Acc. Lunig. Sc.* 58: 101-122.
- Brideau M.A., Stead D., Kinakin D., Fecova K., 2005. Influence of tectonic structures on the Hope Slide, British Columbia, Canada. *Engineering Geology* 80: 242-259.
- Boukharov G.N., Chanda M.W., 1995. The three processes of brittle crystalline rock creep. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science* 32: 325-335.
- Caredio F., Castaldini D., Puccinelli A., 1996. Gravitational slope deformation near the Abetone pass (Tuscan-Emilian Apennines). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 19: 287-296.
- Carobene L., Cevasco A., 2011. A large scale lateral spreading, its genesis and Quaternary evolution in the coastal sector between Cogoleto and Varazze (Liguria - Italy). *Geomorphology* doi: 10.1016/j.geomorph.2011.03.006.
- Castello B., Moro M., Chiarabba C., Di Bona M., Doumaz F., Selvaggi G., Amato A., 2004. Seismicity Map of Italy. I.N.G.V., 2004, Roma.
- Crosta G., 1996. Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: analysis, examples, problems and proposals. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 19: 297-313.
- Crosta G., Zanchi A., 2000. Deep seated slope deformations. Huge, extraordinary, enigmatic phenomena. In: Bromhead, E., Dixon, N., Ibsen, M. (Eds.), Landslides in Research, Theory and Practice, Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides, Cardiff, June 2000. Thomas Telford, London, pp. 351-358.
- Crosta G.B., Agliardi F., 2002. How to obtain alert velocity thresholds for large rock slides. *Physics and Chemistry on the Earth* 27: 1557-1565.
- Cruden D.M., Varnes D.J., 1996. Landslides types and processes. In: Landslides: Investigation and Mitigation, vol. 247. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington D.C., pp. 36-75. Special Report.
- Delgado J., Vicente F., García-Tortosa F., Alfaro P., Estévez A., Lopez-Sanchez J.M., Tomás R., Mallorquí J.J., 2011. A deep seated compound rotational rock slide and rock spread in SE Spain: Structural control and DInSAR monitoring. *Geomorphology* doi:10.1016/j.geomorph.2011.02.019
- D'Amato Avanzi G., Puccinelli A., 1989. La valle villafranchiana della Turrite di Galliciano (Val di Serchio) e le sue implicazioni neotettoniche. *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 1: 147-154.
- D'Amato Avanzi G., Mazzanti M., Puccinelli A., 1996. Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'area a nord-ovest di Bagnone (Massa Carrara). *Mem. Soc. Geol. It.* 50: 109-121.
- D'Amato Avanzi G., Puccinelli A., 1997. Deep-seated gravitational slope deformations in north-western Tuscany (Italy): remarks on typology, distribution and tectonic connections, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 19: 325-334.
- D'Amato Avanzi G., Pieroni A., Puccinelli A., 1997. Studio dei movimenti gravitativi di S. Romano in Garfagnana (Val di Serchio, Lucca). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 20: 61-70.
- D'Amato Avanzi G., Marchetti D., Pochini A., Puccinelli A., 2003. Stability conditions of a rock slope using an integrated geological, geomorphological and lithotechnical approach: the example of Bolognana (Lucca - Italy). Proc. 1st Congr. Ital. Assoc. of Engineering and Environmental Geology, Chieti, 277-291.
- Dramis F., 1984. Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde nell'area di Monte Gorzano (Monti della Laga, Appennino centrale). *Boletín de la Sociedad Geologica Italy* 106: 265-271.
- Dramis F., Gentili B., Pambianchi G., 1987. Deformazioni gravitative profonde nell'area di Monte Gorzano (Monti della Laga, Appennino Centrale). *Boll. Soc. Geol. Ital.* 106: 265-271.
- Dramis F., Sorriso-Valvo M., 1994. Deep seated slope deformations, related landslide and tectonics. *Engineering Geology* 38: 231-243.
- Ducci M., Lazzaroni F., Marroni M., Pandolfi L., Taini A., 1997. Tectonic framework of the northern Ligurian Apennine, Italy, *C.R. Acad. Sci. Paris* 324: 317-324.
- El Bedoui S., Guglielmi Y., Lebourg T., Jean-Louis Pérez J., 2009. Deep-seated failure propagation in a fractured rock slope over 10,000 years: The La Clapière slope, the south-eastern French Alps. *Geomorphology* 105: 232-238.
- Elter P., 1975. L'ensemble Ligure. *Bull. Soc. Géol. France* 17: 984-997.
- Federici P.R., 1980. Note illustrative della neotettonica del foglio 95 La Spezia e del margine meridionale del Foglio 84 Pontremoli. In: Contrib. Prelim. Realizz. Carta Neotett. D'It. C.N.R. Prog. Fin. Geodin., pubbl. n. 356: 1365-1382.
- Federici P.R., Rau A., 1980. Note illustrative della neotettonica del Foglio 96 Massa. In: Contrib. Prelim. Realizz. Carta Neotett. d'It. C.N.R.-P.F. Geodin., 356: 1365-1382.
- Federici P.R., Baldacci F., Petresi A., Serani A., 2001. Atlante dei Centri Abitati Instabili della Liguria. I. Provincia della Spezia. C.N.R. Regione Liguria. Università degli Studi di Pisa. 101 pp.
- Federici P.R., Capitani M., Chelli A., Del Seppia N., Serani A., Collaboratori Falcini M., Rapetti F., Masetti G., 2003. Atlante dei Centri Abitati Instabili della Liguria. II. Provincia di Genova. C.N.R. Regione Liguria. Università degli Studi di Pisa. 233 pp.
- Federici P.R., Capitani M., Serani A., Stano S., collaboratori Biagioni F., Rapetti F., 2005. Atlante dei Centri Abitati Instabili della Liguria. III. Provincia di Savona. C.N.R. Regione Liguria. Università degli Studi di Pisa. 174 pp.
- Federici P.R., Chelli A., collaboratori Biagioni F., Rapetti F., 2007. Atlante dei Centri Abitati Instabili della Liguria. IV. Provincia di Imperia. C.N.R. Regione Liguria. Università degli Studi di Pisa. 163 pp.
- Forcella F., Orombelli G., 1984. Holocene slope deformations in Valfurva, Central Alps, Italy. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 7: 41-48.
- Frepoli A., Amato A., 1997. Contemporaneous extensional and compression in the Northern Apennines from earthquake fault plane solutions. *Geophysical Journal International* 129: 368-388.
- Hippolyte J.-C., Brocard G., Tardy M., Nicoud G., Bourlès D., Braucher R., Ménard G., Souffaché B., 2006. The recent fault scarps of the Western Alps (France): tectonic surface ruptures or gravitational sackung scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ¹⁰Be dating approach. *Tectonophysics* 418: 255-276.
- Hoogerduijn Strating E.H., 1991. The evolution of the Piemont-Ligurian ocean, A structural study of the ophiolite complexes in Liguria (NW Italy). PhD Dissertation, Utrecht University. 127 pp.

- Hoogerduijn Strating E.H., 1994. Extensional faulting in an intraoceanic subduction complex-working hypothesis for the Paleogene of the Alps-Appennine system. *Tectonophysics* 238: 255-273.
- Hutchinson J.N., 1988. General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *Proceedings 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, Switzerland*, 1: 3-35.
- Jomard H., Lebourg T., Tric E., 2007. Identification of the gravitational boundary in weathered gneiss by geophysical survey: La Clapière landslide (France). *Journal of Applied Geophysics* 62: 47-57.
- Julian M., Anthony E., 1996. Aspects of landslide activity in the Mercantour Massif and the French Riviera, southeastern France. *Geomorphology* 15: 275-289.
- Kinakin D., Stead D., 2005. Analysis of the distributions of stress in natural ridge forms: implications for the deformation mechanisms of rock slopes and the formation of sackung. *Geomorphology* 65: 85-100.
- Kellerer-Pirklbauer A., Prosser H., Strasser V., 2010. Paraglacial slope adjustment since the end of the Last Glacial Maximum and its long-lasting effects on secondary mass wasting processes: Hauser Kaibling, Austria. *Geomorphology* 120: 65-76.
- Lebourg T., Binet S., Tric E., Jomard H., El Bedoui S., 2005. Geophysical survey to estimate the 3D sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on part of a deep seated landslide. *Terra Nova* 17: 399-406.
- Leoni L., Marroni M., Tamponi M., Sartori F., 1996. The grade of metamorphism in the metapelites of the Internal Liguride units (Northern Apennines, Italy). *Eur. J. Min.* 8: 35-50.
- Kellogg K.S., 2001. Tectonic controls on a large landslide complex: Williams Fork Mountains near Dillon, Colorado. *Geomorphology* 41: 355-368.
- Mahr T., 1977. Deep-reaching gravitational deformations of high mountain slopes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 16: 121-127.
- Mahr T., Nemcok A., 1977. Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of the Tatry Mts. *IAEG Bull.* 16: 104-106.
- Margielewski W., 2006. Structural control and types of movements of rock mass in anisotropic rocks: Case studies in the Polish Flysch Carpathians. *Geomorphology* 77: 47-68.
- Marroni M., Della Croce G., Meccheri M., 1988. Structural evolution of the Mt. Gottero Unit in the Mt. Zatta-Mt. Ghiffi sector (Ligurian-Emilian Apennines), *Oftoliti* 13: 29-42.
- Marroni M., 1991. Deformation history of the Mt. Gottero Unit (northern Apennines, Italy). *Boll. Soc. Geol. It.* 110: 727-736.
- Marroni M., Pandolfi L., 1996. The deformation history of an accreted ophiolite sequence: the Internal Liguride units (Northern Apennines, Italy). *Geodinamica Acta* 9: 13-29.
- Marroni M., Pandolfi L., 2001. Debris flow and slide deposits at the top of the Internal Liguride ophiolite sequence, Northern Apennines, Italy: A record of frontal tectonic erosion in a fossil accretionary wedge. *The Island Arc* 10: 9-21.
- Marroni M., Meneghini F., Pandolfi L., 2004. From accretion to exhumation in a fossil accretionary wedge: a case history from Gottero unit (Northern Apennines, Italy). *Geodinamica Acta* 17: 41-53.
- Martini I.P., Sagri M., 1993. Tectono-sedimentary characteristics of late Miocene-Quaternary extensional basins of the Northern Apennines, Italy. *Earth Science Reviews*. 34: 197-233.
- McCalpin J., Irvine J.R., 1995. Sackungen at Aspen Highlands Ski Area, Pitkin County, Colorado. *Environmental and Engineering Geoscience* 1: 277-290.
- Meneghini F., Marroni M., Moore J.C., Pandolfi L., Rowe C.D., 2009. The processes of underthrusting and underplating in the geologic record: structural diversity between the Franciscan Complex (California), the Kodiak Complex (Alaska) and the Internal Ligurian Units (Italy). *Geological Journal*. 27 pp.
- Nilsen T.H., Abbate E., 1983-84. Submarine fan facies associations of the Upper Cretaceous and Paleocene Gottero Sandstone, Ligurian Apennine, Italy. *Geomarine Letters* 3: 193-197.
- Oyagi N., Sorriso-Valvo M., Voight B., 1994. Introduction to the special issue of the symposium on deep-seated landslides and large-scale rock avalanches. *Eng. Geol.* 38: 187-188.
- Pánek T., Hradecký J., Minár J., Hungr O., Dušek R., 2009b. Late Holocene catastrophic slope collapse affected by deep-seated gravitational deformation in flysch: Ropice Mountain, Czech Republic. *Geomorphology* 103: 414-429.
- Pánek T., Tábořík P., Klimeš J., Komárková V., Hradecký J., Šťastný M., 2011. Deep-seated gravitational slope deformations in the highest parts of the Czech Flysch Carpathians: Evolutionary model based on kin.... *Geomorphology* doi:10.1016/j.geomorph.2011.01.016
- Parise M., Sorriso-Valvo M., Tansi C., 1997. Mass movements related to tectonics in the Aspromonte Massif (southern Italy). *Eng. Geol.* 47: 89-106.
- Patton F.D., Hendron Jr., A.J., 1974. General report on mass movements. *2nd International Congress IAEG*, vol. 5. GR1-GR57.
- Puccinelli A., 1987. Un esempio di tettonica recente nella valle del Serchio: il sollevamento di Monte Perpoli. *Att. Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A.* 94:105-117-
- Radbruch-Hall D.H., Varnes D.J., Colton R.B., 1977. Gravitational spreading of steep-sided ridges («Sackung»). *Colorado USGS Journal of Research* 5: 359-363.
- Radbruch-Hall D., 1978. Gravitational creep of rock masses on slopes. In: *Rockslides and Avalanches*. Voight B. (Ed.), *Developments in Geotechnical Engineering*, Vol. 14. Elsevier, Amsterdam: 608-657.
- Savage W.Z., Varnes D.J., 1987. Mechanics of gravitational spreading of steep-sided ridges («sackung»). *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 35: 31-36.
- Sorriso-Valvo M., 1988. Studi sulle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 41: 877-888.
- Sorriso-Valvo M., Gullà G., Antronico L., Tansi C., Amelio M., 1999. Mass-movement, geologic structure and morphologic evolution of the Pizzotto-Greci slope Calabria, Italy. *Geomorphology* 30: 147-163.
- Stead D., Eberhardt E., Coggan J.S., 2006. Developments in the characterization of complex rock slope deformation and failure using numerical modelling techniques. *Engineering Geology* 83: 217-235.
- Tabor R.W., 1971. Origin of ridge-top depressions by large scale creep in the Olympic Mountains, Washington. *Geological Society of America Bulletin* 82: 1811-1822.
- Tibaldi A., Rovida A., Corazzato C., 2004. A giant deep-seated slope deformation in the Italian Alps studied by paleoseismological and morphometric techniques. *Geomorphology* 58: 27-47.
- van Zupthen A.C.A., van Wamel W.A., Bons A.J., 1985. The structure of the Val Lavagna Nappe in the region of the Monte Ramaceto and Val Graveglia (Ligurian Apennines, Italy). *Geologie en Mijnbouw* 64: 373-384.
- Zischinsky U., 1966. On the deformation of high slopes. *Proceedings, 1st Congress of the International Society of Rock Mechanics* 2, pp. 179-185.
- Zischinsky U., 1969. Uber Sackungen. *Rock Mechanics* 1, 30-52.