

PIETRO CARVENI (\*), GIUSEPPE FILETTI (\*\*), & DOMENICO BELLA (\*\*\*)

## ASPETTI GEOMORFOLOGICI E SISMOLOGICI CONNESSI A FENOMENI DI TETTONICA GRAVITATIVA NEL BASSO VERSANTE ORIENTALE DELL'ETNA

**ABSTRACT:** CARVENI P., FILETTI G. & BELLA D., *Geomorphological and seismic aspects connected to gravitational tectonic phenomena on the low eastern slope of Mt. Etna (Italy)*. (IT ISSN 0391-9838, 1997).

The lower eastern flank of Mt. Etna Volcano is interested by earthquakes with superficial foci and by aseismic creeps. The main morphogenetic factor depends from local tectonic structures (which are controlled by regional faults) and by volcanic activity. These local faults form morphologically complex scarps (locally named «timpe») with a remarkable vertical development, or rectilinear flexures (fault escarpments covered by lava flows).

During the last 200 years, earthquakes 28  $I_0 > VII$  MSK with were recorded in the area among Acireale, Santa Venerina and Giarre (Catania district); all these earthquakes have hypocentres less deep than 2 km. From bibliographic data it can be seen that soil fractures with vertical displacement up to 70 cm and horizontal ones between few mm and some cm have been recorded for every earthquake.

Some faults show slow aseismic creeps, measured between 0.2 and 1 cm/y. This slow local lowering, in the frame of a general uprising of Etnan region, caused coastal withdrawal.

Data coming from the studied area allow to describe the whole phenomena concerning the lower Eastern flank of Mt. Etna as «multiple retrogressive slide». These phenomena are caused by a ductile clayey substratum, located below a volcanic and sedimentary cover with brittle behaviour.

These dislocations are located in a very populated region, and cause problems regarding existing buildings and urbanistic choices. Furthermore, the open fractures may pollute the underground water, if there is any pollution activity.

**KEY WORDS:** Gravitational tectonic, Mt Etna Volcano, Italy.

(\*) Istituto di Geologia e Geofisica dell'Università di Catania, corso Italia 55 - 95129 Catania, Italia.

(\*\*) Dirigente Geologo, Genio Civile, via Lago di Nicito 89 - 95100 Catania, Italia.

(\*\*\*) Geologo, Libero Professionista, via Turchia 65 - 95024 Acireale, Catania, Italia.

Studio effettuato con i fondi del Murst (60%) nell'ambito della ricerca «Geomorfologia dipendente da neotettonica e vulcanismo» (Resp. P. Carveni).

**RIASSUNTO:** CARVENI P., FILETTI G. & BELLA D., *Aspetti geomorfologici e sismologici connessi a fenomeni di tettonica gravitativa nel basso versante orientale dell'Etna*. (IT ISSN 0391-9838, 1997).

Il basso versante orientale dell'edificio vulcanico etneo si caratterizza per una notevole dinamicità che si esprime sia con *creep* asismici, sia con terremoti locali ad ipocentro superficiale. Questa realtà è da ricondurre all'attività di strutture tettoniche locali, con controllo da parte di strutture regionali, che costituisce il fattore morfogenetico più importante in quest'area, unitamente all'attività vulcanica. Queste strutture, infatti, sono responsabili dell'esistenza di scarpate morfologicamente complesse, a notevole sviluppo altimetrico (localmente dette «timpe»), o di flessure morfologiche tendenzialmente rettilinee (scarpate tettoniche ricoperte da flussi lavici).

Negli ultimi 200 anni, nella zona compresa tra Acireale, Santa Venerina e Giarre (provincia di Catania) sono stati registrati 28 terremoti con  $I_0 > VII$  grado della scala M.S.K., con profondità ipocentrale inferiore ai 2 chilometri. Dai dati bibliografici risulta che in ogni singolo terremoto si sono generate fratture con dislocazioni verticali fino a 70 centimetri, ed orizzontali da pochi millimetri ad alcuni centimetri.

Diverse strutture, e tra queste alcune di quelle sismogenetiche, sono caratterizzate da un lento scorrimento asismico (*creep* asismico), misurato tra 0,2 e 1 cm/anno. Questo lento movimento di abbassamento locale, nell'ambito di un generale innalzamento dell'area etnea, ha provocato fenomeni di arretramento di alcune porzioni di costa.

I dati acquisiti nell'area studiata consentono di qualificare come «scorrimento multiplo retrogressivo» l'insieme dei fenomeni che interessano il basso versante orientale del vulcano. Detti fenomeni sarebbero indotti dall'esistenza di un substrato argilloso a comportamento duttile sotto una copertura vulcanica e sedimentaria a comportamento fragile.

I fenomeni dislocativi sono localizzati in un'area altamente antropizzata e producono problemi di conservazione all'edificio esistente e problemi di compatibilità nelle scelte urbanistiche. Inoltre, l'esistenza di fratture beanti determina, in presenza di attività potenzialmente inquinanti, un «corto circuito idraulico» tra la superficie topografica e la falda idrica sottostante.

**TERMINI CHIAVE:** Tettonica gravitativa, Vulcano Etna (Sicilia).

### INTRODUZIONE

L'area compresa tra Acireale, Santa Venerina e Giarre, posta sul basso versante orientale dell'Etna, è una zona si-

smicamente attiva; questa condizione influenza fortemente la morfologia, che ha subito, anche in tempi storici, sostanziali modificazioni (Platania, 1904, 1914, 1922; Adorni & Carveni, 1991, 1993; Carveni & Bella, 1994). Nella zona sono presenti faglie a carattere distensivo, che nel complesso danno luogo ad una fossa tettonica, nota come «Graben di San Leonardello» e sono responsabili di numerose «irregolarità» presenti nel reticolo idrografico, il quale è stato influenzato anche dalle colate laviche riversatesi nella zona in tempi preistorici e storici.

Recenti studi effettuati in tale contesto territoriale hanno permesso di effettuare la seguente ricostruzione cronologica relativa al movimento delle più importanti faglie della zona (Adorni & Carveni, 1991, 1993; Carveni & Bella, 1994):

1) circa 25.000 anni fa sono iniziati i movimenti della Faglia di Moscarello (fig. 2: B), la struttura tettonica sismicamente più attiva della zona, con direzione generale N 20° W, che ha formato una scarpata con 200 metri di dislivello massimo;

2) in un secondo momento, lungo una o più faglie con direzione NNE-SSW, si è verificato uno sprofondamento di parte della zona costiera, con formazione della falesia che si trova tra Torre Archirafi e Praiola (fig. 2: A), conseguente ringiovanimento dei corsi d'acqua che sboccavano in mare lungo tale tratto di costa ed energica ripresa dell'erosione lineare lungo i loro alvei (fig. 2: b, c);

3) durante la terza fase tettonica si sono generate faglie dirette con andamento NNW-SSE col piano inclinato verso occidente: la Faglia Macchia-Stazzo (fig. 2: D) e la Faglia di San Giovanni (fig. 2: L), le quali hanno provocato una serie di temporanee interruzioni dei principali corsi d'acqua, la cattura di alcuni di essi e l'estinzione di quelli minori;

4) la quarta fase, attualmente in corso, è caratterizzata dal movimento di faglie normali con andamento NNW-SSE e NW-SE (fig. 2: B, C, E, F, G, H), col piano inclinato verso oriente, lungo le quali si esplica un'intensa e frequente attività sismica (ben conosciuta per quanto riguarda i terremoti avvenuti nel corso degli ultimi due secoli), dando luogo a scarpate più o meno pronunciate.

L'elevata attività di queste faglie provoca un continuo ringiovanimento del tratto montano dei corsi d'acqua, come è testimoniato dalle profonde gole trasversali che incidono le scarpate di faglia. Indagini geoelettriche (Cassinis & *alii*, 1970) hanno evidenziato l'esistenza di un substrato argilloso il quale, anche se nel complesso è vergente verso oriente (Ogniben, 1966), nell'area in esame tende ad innalzarsi verso la costa e ad approfondirsi verso l'entroterra. Questo substrato, ubicato a profondità comprese tra i 100 metri e 1-1,5 chilometri, è sottostante ad un pacco prevalentemente lavico-vulcanoclastico, a comportamento geomeccanico fragile, che si presenta altamente fratturato.

La morfologia del substrato argilloso e gli spessori del pacco lavico-vulcanoclastico soprastante danno delle indicazioni sul tipo di attività sismogenetica che si esplica in corrispondenza delle numerose faglie:

1) altamente sismica in corrispondenza delle zone in cui, a causa dell'elevato spessore del pacco fragile, tra i due blocchi di una faglia si generano notevoli forze d'attrito;

2) di prevalente *creep* asismico in vicinanza delle zone costiere, in cui il pacco vulcanico presenta una potenza minore, e l'attrito tra due blocchi non è tale da permettere un grande accumulo di energia (Carveni & Bella, 1994).

## INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

L'edificio vulcanico etneo è il risultato della sovrapposizione di prodotti emessi da numerosi apparati eruttivi, al di sopra di un basamento formato in prevalenza da terreni alloctoni e in minor parte da depositi autoctoni quaternari (Romano & *alii*, 1979). La sua origine si inquadra in un particolare contesto geodinamico, caratterizzato da una tettonica di tipo collisionale tra le due principali unità strutturali della Sicilia orientale: l'Avampaeese Ibleo, che rappresenta la Crosta Continentale Africana, e la Catena Settentrionale, il tratto siciliano della Catena Appenninico-Maghrebide. Questo fenomeno di convergenza ha provocato un accorciamento crostale in direzione N-S valutato tra 29 e 33 km (Cassinis & *alii*, 1979). Le più recenti fasi tettoniche hanno causato un'elevata distorsione al margine settentrionale della placca africana, a causa della differente velocità con cui avviene la subduzione al di sotto della Catena Settentrionale (Van Bemmelen, 1969), e ciò ha determinato uno stiramento crostale che ha dato luogo a strutture con direzione NW-SE e NE-SW, legate al collasso del margine occidentale del Bacino Ionico, ed E-W (Ghisetti & Vezzani, 1982); l'intersezione di tali strutture ha generato una zona di debolezza che ha provocato la risalita di magmi subcrustali (Frazzetta & Villari, 1981).

L'attività eruttiva, inizialmente sottomarina e fissurale, è diventata in seguito subaerea ed a carattere centrale, a causa di un repentino sollevamento, tutt'ora in atto nell'area etnea, che ha determinato una variazione nel meccanismo di risalita dei magmi, con conseguente cambiamento del chimismo: si passa infatti da prodotti subalcalini a prodotti più o meno differenziati della Serie alcalino-sodica (hawaiiti, tefriti fonolitiche, benmoreiti e mugeariti) emessi da più centri eruttivi e raggruppati in quattro unità vulcanostratigrafiche (Romano, 1982): Centri Alcalini Antichi, Trifoglietto, Mongibello Antico e Mongibello Recente.

Tra l'attività del Trifoglietto e quella del Mongibello Antico si interpone un episodio erosivo che ha causato la messa in posto di un deposito ghiaioso-sabbioso, localmente denominato «Chiancone»; contestualmente all'estinzione dei vecchi centri eruttivi del Trifoglietto, si verificava uno spostamento del condotto principale verso NW (Romano, 1982).

Il basso versante orientale dell'Etna è intersecato da una serie di faglie la cui espressione morfologica è data, in dipendenza delle litologie affioranti, della frequenza dei movimenti e dell'intensità degli agenti erosivi, da scarpate o da flessi morfologici; dette faglie sono state considerate la prosecuzione nell'entroterra di quel sistema di faglie normali a gradinata, con piani prevalentemente rivolti verso oriente, che dà luogo alla scarpata ibleo-maltese (Lo Giudice & *alii*, 1982).

## SUCCESSIONE LITOSTRATIGRAFICA

Le formazioni geologiche affioranti nella zona investigata (fig. 1) sono state indicate adottando la nomenclatura utilizzata sulla Carta Geologica del Monte Etna (Romano & alii, 1979):

1) Colate laviche dei Centri Alcalini Antichi: si tratta di lave profondamente alterate e tettonizzate, affioranti nella parte settentrionale della zona indagata, lungo profonde incisioni torrentizie e/o alla base di potenti scarpate (fig. 1: 1);

2) Tufi, depositi di *labar* e colate laviche del Trifoglietto: questi prodotti affiorano nella parte settentrionale della zona in studio, al di sopra dei termini già citati (fig. 1: 2);

3) Chiancone: è un sedimento affiorante su un'ampia pianura a forma di ventaglio, col vertice nella zona a nord di Santa Venerina e l'arco compreso tra Riposto a settentrione e Pozzillo a meridione (fig. 1: 3). Si tratta di una ghiaia mal classata, eterogenea, con ciottoli e blocchi immersi in matrice sabbiosa, i cui clasti provengono dall'erosione di numerosi litotipi vulcanici. Riguardo alla sua origine, sono state elaborate diverse ipotesi; secondo le più recenti si tratta di depositi formati in seguito alla progressiva erosione di alcuni apparati eruttivi geneticamente legati al Trifoglietto, ed ubicati in corrispondenza dell'attuale

Valle del Bove; il trasporto del materiale sarebbe stato effettuato da torrenti (Guest & alii, 1984);

4) Colate laviche e tufi del Mongibello Antico: sono prodotti vulcanici provenienti dal nuovo centro eruttivo, il cui asse principale si è spostato a NW rispetto a quello del Trifoglietto (fig. 1: 4);

5) Colate laviche e piroclastiti del Mongibello Recente: sotto tale denominazione rientrano tutti i prodotti vulcanici attribuiti ai centri di emissione attivi negli ultimi 5.000 anni; affiorano principalmente nella parte meridionale della zona in esame (fig. 1: 5);

6) Alluvioni e depositi di spiaggia recenti ed attuali: si tratta di depositi ghiaiosi con matrice sabbiosa; i depositi di spiaggia sono eterometrici, con ciottoli provenienti prevalentemente dall'erosione di rocce sedimentarie e metamorfiche affioranti a nord della zona indagata (fig. 1: 6).

## SISMICITÀ DELL'AREA

L'attività sismica che si esplica in questo settore del vulcano è caratterizzata da una profondità ipocentrale compresa tra 0,5 e 2 chilometri (Patanè, 1975; Lo Giudice, 1985; Azzaro & alii, 1989 a; Bottari & alii, 1989; Lo Giudice & Rasà, 1992); a questa attività si associa un lento scorrimento lungo alcune strutture tettoniche o porzioni di esse (*creep* asismico). Per quanto di magnitudo modesta, alcuni terremoti verificatisi in quest'area hanno provocato ingenti danni alle costruzioni, la perdita di numerose vite umane ed importanti modifiche morfologiche; numerosi Autori, testimoni degli eventi, hanno descritto movimenti verticali lungo i piani di faglia interessati (con trascorrenza destra spesso desumibile dalle descrizioni dei fenomeni collegati), la formazione di fratture cosismiche, la riapertura di fratture già esistenti, il verificarsi di movimenti franosi lungo scarpate (Grassi, 1865; Silvestri, 1865; Platania & Platania, 1894; Platania, 1908, 1920; Riccò, 1912; Sabatini, 1914; Castorina, 1920; Cumin, 1954; Ruscetti & Distefano, 1971; Azzaro & alii, 1989 a).

In occasione di sismi con intensità maggiore o uguale al VII grado della Scala M.S.K., sono state rilevate, lungo le strutture tettoniche coinvolte, dislocazioni verticali fino a 70 centimetri.

La presumibile ciclicità degli eventi sismici permette di calcolare l'età approssimativa delle stesse faglie:

– lungo la Faglia di San Leonardello (fig. 2: C) avviene un sisma in media ogni 35 anni, con dislocazioni medie di 30 centimetri ad ogni evento; considerando il rigetto massimo, di circa 30 metri, si ipotizza che la faglia in oggetto sia attivata circa 3.500 anni fa;

– facendo analoghe considerazioni per la Faglia di Moscarello (fig. 2: B), che presenta un periodo di ritorno di circa 50 anni, risulta un'età di 25.000 anni;

– la Faglia Macchia-Stazzo (fig. 2: D) è evidenziata da una serie di scarpate meno marcate di quelle che caratterizzano le già descritte faglie di Moscarello e di San Leonardello; inoltre, dai dati bibliografici finora reperiti, non risulta che essa abbia dato luogo a terremoti nell'arco degli ultimi due secoli; per questa faglia è stato rilevato un movi-

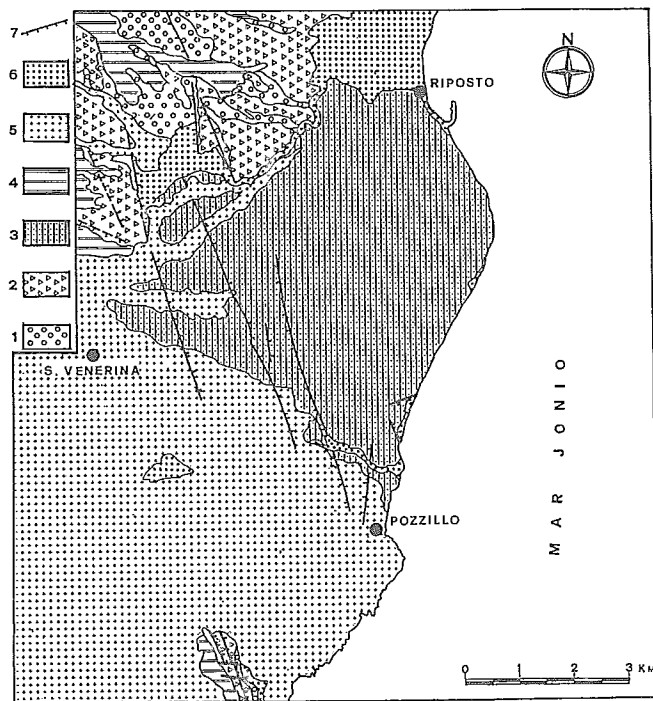


FIG. 1 - Schema geologico: 1) colate laviche dei Centri Alcalini Antichi; 2) tufi, depositi di *labars* e colate laviche del Trifoglietto; 3) ghiaie del «Chiancone»; 4) colate laviche e tufi del Mongibello Antico; 5) colate laviche e piroclastiti del Mongibello Recente; 6) alluvioni e depositi di spiaggia recenti ed attuali; 7) principali faglie.

FIG. 1 - Geological sketch map: 1) lava flows from Ancient Alkaline Eruptive Centres; 2) tuffs, lahar deposits and lava flows Trifoglietto; 3) «Chiancone» gravels; 4) lava flows and tuffs from Ancient Mongibello; 5) lava flows and pyroclastic deposits from Recent Mongibello; 6) recent and present day alluvium and shoreline deposits; 7) main faults.

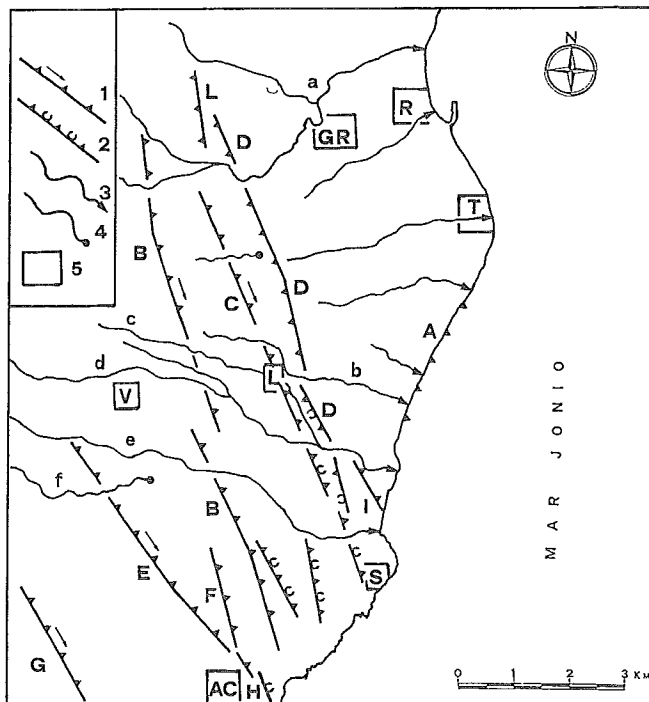


FIG. 2 - Schema strutturale: 1) scarpate di faglia (la freccia indica movimenti trascorrenti destri accertati): A) Faglia Praiola - Villa Calanna; B) Faglia di Moscarello; C) Faglia di San Leonardello; D) Faglia Macchia - Stazzo; E) Faglia Linera - Santa Maria Ammalati; F) Faglia di San Giovanni Bosco; G) Faglia di Fiandaca; H) Faglia di Santa Tecla; I) Faglia della foce del Torrente Fago; L) Faglia di San Giovanni; 2) faglie con *creep* asismico; 3) alvei torrentizi: a) Torrente Macchia; b) Torrente Pricoco; c) Torrente San Leonardello; d) Torrente Fago; e) Torrente Pozzillo; f) Torrente Pisanello; 4) inghiottitoi; 5) centri abitati: AC) Acireale; GR) Giarre; L) San Leonardello; R) Riposto; S) Stazzo; T) Torre Archirafi; V) Santa Venerina.

FIG. 2 - Structural sketch map: 1) fault scarps (arrows indicate verified right movements): A) Praiola - Villa Calanna fault; B) Moscarello fault; C) San Leonardello fault; D) Macchia - Stazzo fault; E) Linera - Santa Maria Ammalati fault; F) San Giovanni Bosco fault; G) Fiandaca fault; H) Santa Tecla fault; I) Torrente Fago delta fault; L) San Giovanni fault; 2) faults characterized by aseismic creeps; 3) stream valleys: a) Torrente Macchia; b) Torrente Pricoco; c) Torrente San Leonardello; d) Torrente Fago; e) Torrente Pozzillo; f) Torrente Pisanello; 4) point of abrupt stream intersection; 5) towns: AC) Acireale; GR) Giarre; L) San Leonardello; R) Riposto; S) Stazzo; T) Torre Archirafi; V) Santa Venerina.

mento di *creep* asismico di 0,2-0,3 centimetri all'anno, misura che porta ad ipotizzare un'età approssimativa di 9.500-10.000 anni; è opportuno però tenere conto del fatto che i movimenti della Faglia Macchia-Stazzo hanno provocato la deviazione di diversi corsi d'acqua, l'estinzione di altri, e temporanee interruzioni dei torrenti Macchia e Fago, come è testimoniato da estesi depositi alluvionali, ubicati nei tratti fluviali a monte dell'intersezione con la faglia (fig. 1). Poiché non sembra lecito ipotizzare che tali interruzioni siano state causate da movimenti dell'ordine di 2-3 millimetri annui, valori certamente al di sotto del tasso d'erosione dei due torrenti, si è portati a credere che in passato lungo la faglia in oggetto siano avvenuti dei movimenti

di maggiore ampiezza, che possono aver dato luogo a terremoti paragonabili a quelli delle già descritte faglie sismicamente attive. In base a tali considerazioni è lecito supporre un'età più recente per la faglia Macchia-Stazzo.

Uno studio sulle strutture tettoniche, basato su rilievi geologici e geomorfologici di dettaglio e sull'interpretazione di informazioni bibliografiche, ha permesso di accertare che la zona epicentrale di ogni sisma è localizzata (in generale) lungo il tratto settentrionale della faglia responsabile, mentre lungo il tratto meridionale della stessa si concentra l'attività di *creep* asismico (Carveni & Bella, 1994); inoltre, sulla base dei dati geoelettrici forniti da Cassinis & alii (1970), confrontati con le profondità ipocentrali calcolate per alcuni sismi, è apparso che in corrispondenza dei fuochi dei terremoti verificatisi nella zona di Codavolpe in data 26 Settembre 1920 e 29 Gennaio 1989, per i quali sono state calcolate profondità ipocentrali rispettivamente di km  $0,5 \pm 3,4\%$  (Postpischl, 1985) e km  $0,5 \pm 7,7\%$  (Azzaro & alii, 1989 a), si trova il passaggio da una formazione conduttiva, con resistività inferiore a 30 ohm.m, interpretata come argilla di età pleistocenica, ed una formazione a maggiore resistività (circa 100 ohm.m), data da un insieme di colate laviche e banchi di sedimenti grossolani (fig. 3). Da ciò deriva che i suddetti sismi di Codavolpe possono essere collegati a movimenti tettonico-gravitativi causati dalla deformazione e/o dal cedimento del substrato argilloso su cui poggiano colate laviche e sedimenti detritici (Carveni & Bella, 1994).

Un analogo discorso può essere affrontato per la zona di San Giovanni Bosco, in cui il tetto del basamento argilloso è supposto alla profondità di circa un chilometro (Cassinis & alii, 1970), in pratica coincidente con l'ipocentro del sisma verificatosi in data 2 Febbraio 1986 (Azzaro & alii, 1989 b). La sismicità dell'area si spiega, pertanto, con fenomeni di instabilità meccanica legata alla profondità del substrato argilloso duttile ed allo spessore del so-

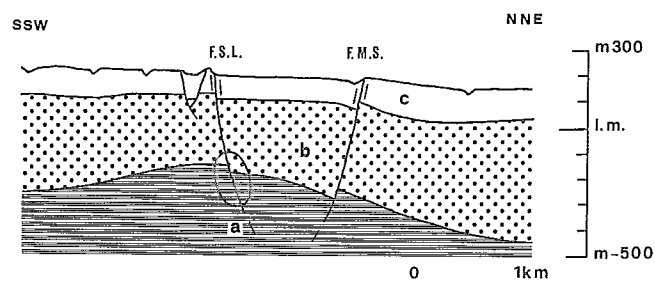


FIG. 3 - Sezione geologica della zona di Codavolpe, basata su dati geoelettrici (Cassinis & alii, 1970), da Carveni & Bella (1994): a) Argille pleistoceniche; b + c) ghiaie del «Chiancone»; F.S.L.) Faglia di San Leonardello; F.M.S.) Faglia Macchia - Stazzo; l'ellisse indica gli ipocentri dei sismi del 26 Settembre 1920 e del 28 Gennaio 1989.

FIG. 3 - Codavolpe area geological section based on geoelectrical data (Cassinis & alii, 1970), from Carveni & Bella (1994): a) Pleistocenec clays; b + c) «Chiancone» gravels; F.S.L.) San Leonardello fault; F.M.S.) Macchia - Stazzo fault; ellipse indicates 1920, September 26th and 1989, January 28th earthquakes hypocentres.

prastante pacco lavico-vulcanoclastico-ghiaioso a comportamento fragile. Questa ipotesi viene suffragata da dati macrosismici che forniscono delle indicazioni sulle strutture sismogenetiche, sul tipo di movimento e sulla propagazione dell'energia sismica (Patanè & alii, 1990).

## INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

Nell'allegata figura 2 sono state riportate le più importanti forme riconosciute nella zona, interpretate in funzione delle modificazioni indotte dalla sismicità locale. L'assetto tettonico della zona, in continua evoluzione, e l'attività vulcanica, caratterizzata su questo versante principalmente dall'arrivo di colate laviche, sono causa di considerevoli modifiche morfologiche. Le morfosculture esistenti lungo i piani di faglia, quali scarpate, faccette e flessi, sono indicative del grado di attività sismica che si esprime lungo queste faglie. L'età che si è attribuita indicativamente a queste strutture rende conto anche della velocità con cui si esplica l'azione modellatrice degli agenti esogeni.

### Forme strutturali

In tale classe rientrano le numerose scarpate di faglia, principali e secondarie, che determinano un'elevata frammentazione della zona. L'attivazione delle strutture tettoniche ha generato imponenti scarpate, le quali in parte sono state obliterate dall'arrivo di colate laviche.

Le scarpate di faglia hanno dislivelli che variano tra 5 e 200 metri. In esse si registra un movimento composto di tipo verticale con trascorrenza destra (Bousquet & alii, 1987). I blocchi, allungati secondo la direzione NNW-SSE e NW-SE, si sviluppano per alcuni chilometri in maniera a volte disarticolata, per la presenza di strutture oblique di aggiustamento; queste svincolano il movimento di porzioni, più o meno lunghe, dei blocchi fagliati, consentendo rotazioni lungo piani orizzontali, e dando luogo a strutture tettoniche secondarie, quali piccoli sistemi horst-graben.

Sono inoltre presenti numerose fenditure parallele alle linee di faglia, spesso cosismiche, la cui riapertura avviene in occasione di periodi sismici o a causa di eventi meteorici particolarmente intensi (fig. 4), come già a suo tempo evidenziato da Bucca (1903).

### Forme torrentizie

Sono le forme che maggiormente risentono dell'attività sismotettonica; l'attivazione delle faglie con il piano inclinato verso oriente provoca infatti un incremento dell'erosione lungo gli alvei torrentizi, mentre quelle in cui il piano è inclinato verso occidentale possono dare luogo:

1) a temporanei sbarramenti, come quelli avvenuti lungo le valli del Torrente Macchia (fig. 2: a) e del Torrente Fago (fig. 2: d), che sono state bloccate dalla Faglia Macchia-Stazzo (fig. 2: D), con conseguente deposito di materiale alluvionale a monte dello sbarramento (fig. 1);



FIG. 4 - Fenditura riapertasi nei pressi di San Leonardello in occasione del nubifragio verificatosi il 13 Marzo 1995.

FIG. 4 - Cleft near San Leonardello, re-opened during 1995, March 13th downpour.

2) a fenomeni di cattura: il Torrente San Leonardello (fig. 2: c) in corrispondenza della Faglia Macchia-Stazzo viene deviato e diventa affluente del Torrente Fago;

3) alla formazione di inghiottitoi.

E' necessario comunque in tale contesto non sottovalutare le interruzioni e/o le deviazioni che i corsi d'acqua hanno subito a causa dell'attività vulcanica, come il Torrente Pisanello (fig. 2: f) che si estingue nelle vicinanze di Linera, ed i Torrenti Fago (fig. 2: d) e Pozzillo (fig. 2: e) i quali presentano numerose deviazioni, causate non da movimenti tettonici, ma da colate laviche che ne hanno invaso le valli. In occasione di eccezionali eventi meteorici, come quello verificatosi in data 13 Marzo 1995, si è assistito alla riattivazione di alcuni torrenti effimeri.

### Forme costiere

Anche la linea di costa risente dell'attività di alcune strutture tettoniche: è molto probabile che la falesia rettili-

nea compresa tra Praiola e Villa Calanna sia l'evoluzione di un piano di faglia con andamento NNE-SSW: lungo la stessa falesia sono presenti diverse piccole faglie dirette che hanno la stessa direzione della linea di costa (Adorni & Carveni, 1993; Carveni & Bella, 1994).

Di grande importanza è il fenomeno di abbassamento registrato lungo la costa tra Torre Archirafi e Riposto, dove, secondo i dati forniti da Platania (1904), nel periodo compreso tra la seconda metà del XIV secolo e l'inizio dell'attuale sarebbe avvenuto un abbassamento di 1 cm/anno, in opposizione ad un generale sollevamento che interessa tutta la regione etnea.

## CARATTERISTICHE METEOROLOGICHE E IDROGEOLOGICHE DELL'AREA

L'area, essendo ubicata sulle basse pendici del vulcano, risente dell'esistenza del rilievo e della vicinanza del mare. L'Etna, con la sua quota massima di poco superiore ai 3.300 metri, costituisce un ostacolo alle masse d'aria che, provenienti dal quadrante orientale, sono soggette a fenomeni di condensazione con abbondanti precipitazioni di tipo orografico. Queste, concentrate nel semestre Ottobre-Marzo, con massimi in Gennaio-Febbraio, raggiungono valori medi annui, considerati per un periodo di 70 anni, di 800 mm circa in prossimità della costa, per salire, secondo un gradiente pluviometrico positivo, fino a 1.300 mm a Zafferana Etnea (Ferrara, 1975).

Al di sopra dell'isopisa 1.500 si registra un decremento della piovosità e un considerevole aumento delle precipitazioni nevose, che raggiungono il loro acme nel semestre autunno - inverno.

Il bilancio idrologico eseguito su un'area poco più ampia di quella d'interesse, mette in rilievo l'esistenza di un afflusso di acqua piovana mediamente intorno ai 400 milioni di metri cubi annui; di questi circa il 50% s'infiltra, mentre il 45% ritorna nell'atmosfera per evapotraspirazione e il 5% ruscella in superficie (Ferrara, 1975). La presenza nel territorio investigato di un così alto numero di faglie e fratture del terreno ha favorito lo sviluppo di una vasta rete acquifera sotterranea, la cui potenzialità è evidenziata dagli abbondanti prelievi che vi vengono effettuati per l'approvvigionamento idrico dei centri abitati e per l'irrigazione.

La circolazione idrica sotterranea è marcatamente influenzata dalle strutture tettoniche che definiscono, all'interno di un bacino idrogeologico che comprende l'intero versante orientale etneo, dei settori «idrostrutturali» di deflusso, contraddistinti da peculiari condizioni idrodinamiche ed idrochimiche. Sono stati rilevati diversi livelli idrici ad elevata potenzialità esistenti nella zona, specialmente nella porzione meridionale (Ferrara, 1975; Bella, inedito), individuati all'interno dei prodotti vulcanoclastici, del Chiancone e delle lave antiche.

Le strutture tettoniche, oltre ad essere vie preferenziali di deflusso idrico sotterraneo, sono anche vie di risalita di

miscela gassose di origine endogena che, abbondanti nel sottosuolo (D'Alessandro & alii, 1992), interagiscono con le acque, producendo alterazioni chimiche sulle rocce con cui vengono in contatto (Anzà & alii, 1989).

La presenza nel sottosuolo di acqua e di gas endogeni potrebbe essere la causa di una diminuzione locale del valore di resistenza al taglio dei materiali, specialmente lungo zone di faglia, con generazione di movimenti tra i blocchi che possono essere accompagnati da eventi sismici a bassissima magnitudo.

## DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Dai dati fin qui raccolti risulta che il basso versante orientale etneo è intersecato da una serie di faglie con andamento generale NNW-SSE e NW-SE, che danno luogo a diverse strutture horst e graben, la più importante delle quali è il Graben di San Leonardello. Molte di queste faglie sono state attive nel corso degli ultimi due secoli, e tutte hanno concorso a produrre sostanziali modifiche alla morfologia, condizionando non solo l'andamento della rete idrica di superficie, ma anche quello dei flussi lavici. Inoltre l'apertura di fratture, con o senza rigetto, determina un aumento della permeabilità del terreno e della velocità delle acque sotterranee, dando luogo ad un acquifero molto ricco e notevolmente sfruttato.

La concomitanza di fattori tettonici e geomeccanici è, a nostro avviso, la causa dei locali sismi a bassa magnitudo e con ipocentro superficiale, i quali possono essere considerati la risposta gravitativa ad un generale moto di sollevamento cui l'area etnea è soggetta a causa di una tettonica a scala regionale.

Sul versante orientale dell'Etna, e in particolare nella zona di specifico interesse, al di sotto di colate laviche, piroclastiti e depositi alluvionali, sono presenti argille azzurre di età pleistocenica; lo spessore lateralmente variabile della coltre detritico-vulcanica, e conseguentemente la profondità variabile delle argille pleistoceniche, il diverso comportamento geomeccanico dei due complessi litologici, le notevoli quantità di acqua di provenienza meteorica e di gas di origine endogena, possono essere considerati fattori concomitanti dell'instaurarsi di condizioni di instabilità meccanica.

Per spiegare i fenomeni di tipo tettonico-gravitativo che avvengono nell'area esaminata, si può ricorrere ad un modello di «scorrimento multiplo retrogressivo» (Hutchinson, 1969), anche se è necessario far rilevare che in questo caso i fattori che dovrebbero entrare in gioco sarebbero più complessi di quelli finora individuati.

Un serio limite alle attuali conoscenze, purtroppo, deriva dal fatto che finora il problema non è stato affrontato sulla base di studi comparati di sismologia e geomeccanica: tali studi permetterebbero di quantificare i vari parametri che entrano in gioco e porterebbero decisivi sviluppi per la comprensione delle cause dei fenomeni di instabilità del versante orientale dell'Etna.

## BIBLIOGRAFIA

- ADORNI G. & CARVENI P. (1991) - *Geomorphology and seismotectonic elements in the Giarre area, Sicily*. Earth Surf. Proc. Landf., 18, 275-283.
- ADORNI G. & CARVENI P. (1993) - *Anomalie del reticolo idrografico causate da eventi sismotettonici sul basso versante orientale dell'Etna*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat., 26, 342, 196-206.
- ANZÀ S., DONGARRÀ G., GIAMMANCO S., GOTTINI V., HAUSER S. & VALENZA M. (1989) - *Geochimica dei fluidi dell'Etna. Le acque sotterranee*. Miner. Petrogr. Acta, 32, 231-251.
- AZZARO R., CARVENI P., LO GIUDICE E. & RASÀ R. (1989 a) - *Il terremoto di Codavolpe (basso versante orientale etneo) del 29 gennaio 1989: campo macrosismico e fratturazione cosismica*. Boll. G.N.V., 1, 1-12.
- AZZARO R., LO GIUDICE E. & RASÀ R. (1989 b) - *Catalogo degli effetti macrosismici e delle fenomenologie da creep nell'area etnea dall'agosto 1980 al dicembre 1989*. Boll. G.N.V., 1, 13-46.
- BELLA D. (1993) - *Caratteristiche idrodinamiche e idrochimiche dell'area compresa fra Pozzillo e Santa Venerina (versante orientale dell'Etna)*. Tesi di laurea, A.A. 1993, Fac. Sc. M.F.N. Univ. di Catania (inedito), 101 pp.
- BOTTARI A., CARVENI P., LO GIUDICE E., PIETRAFESA M., BIRRIITA G. & STILLITANI E. (1989) - *Criteri di utilizzo e rappresentazione grafica del dato macrosismico nella redazione di una carta sismotettonica*. Atti 8° Conv. Ann. Gr. Naz. Geof. Terra Solida, 191-202.
- BOUSQUET J.C., GRESTA S., LANZAFAME G. & PAQUIN C. (1987) - *Il campo degli sforzi attuali e quaternari nella regione dell'Etna*. Mem. Soc. Geol. It., 38, 483-506.
- BUCCA L. (1903) - *Le fenditure del terreno a Giarre in seguito all'alluvione del 26 settembre 1902*. Tip. Galatola, Catania, 20 pp.
- CARVENI P. & BELLA D. (1994) - *Aspetti geomorfologici legati ad attività sismica su vulcani attivi: il basso versante orientale dell'Etna come modello di studio*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat., 27, 346, 253-284.
- CASSINIS R., COSENTINO P., PONZINI G.S. & RIUSCETTI M. (1970) - *Contributo all'esplorazione geofisica lungo la costa etnea*. Atti Conv. Intern. Acque Sotterranee, Palermo, 11 pp.
- CASSINIS R., FRANCIOSI R. & SCARASCIA S. (1979) - *The structure of the Earth's crust in Italy. A preliminary typology based on seismic data*. Boll. Geof. Teor. Appl., 82, 105-126.
- CASTORINA G. (1920) - *Sul terremoto di Codavolpe (26 settembre 1920)*. Tip. Dante Alighieri, Riposto, 16 pp.
- CUMIN G. (1954) - *Il terremoto di Codavolpe (versante orientale dell'Etna) dell'8 aprile 1950*. Boll. Sed. Acc. Gioenia Sc. Nat., ser. IV, 2, 473-483.
- D'ALESSANDRO W., DE DOMENICO R., PARELLO F. & VALENZA M. (1992) - *Soil degassing in tectonically active areas of Mt. Etna*. Acta Vulc., 2, 175-183.
- FERRARA V. (1975) - *Idrogeologia del versante orientale dell'Etna*. Att. 3° Conv. Int. Acque Sotterranee, 91-144.
- FRAZZETTA G. & VILLARI L. (1981) - *The feeding of the eruptive activity of Etna Volcano. The regional stress field as a constraint to magma uprising and eruption*. Bull. Volcan., 44, 3, 269-282.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1982) - *The recent deformation mechanism of the Calabrian Arc*. In: Mantovani E. & Sartori R. (eds.): *Structure, evolution and present dynamics of the Calabrian Arc*. Earth Evolution Sc., 3, 197-206.
- GRASSI M. (1865) - *Relazione storica ed osservazioni sull'eruzione etnea del 1865 e su' tremoti flegrei che la seguirono*. Tip. Galatola, Catania, 92 pp.
- GUEST J.E., CHESTER D.K. & DUNCAN A.M. (1984) - *The Valle del Bove, Mount Etna: its origin and relation to the stratigraphy and structure of the volcano*. Journ. Volc. Geoth. Res., 21, 1-23.
- HUTCHINSON J.N. (1969) - *A reconsideration of the costal landslide at Folkestone Warren, Kent*. Géotechnique, 19 (1), 6-38.
- LO GIUDICE E. (1985) - *Particolari aspetti del rischio sismico nell'area etnea*. In: Famoso N., (ed.): *L'organizzazione territoriale delle aree sismiche e vulcaniche*. Att. Conv. Intern. Assoc. Geogr. It., Catania, 59-85.
- LO GIUDICE E., PATANÈ G., RASÀ R. & ROMANO R. (1982) - *The structural framework of Mt. Etna*. Mem. Soc. Geol. It., 23, 125-158.
- LO GIUDICE E. & RASÀ R. (1992) - *Very shallow earthquakes and brittle deformations in active volcanic areas: the Etnean region as an example*. Tectonophysics, 202, 257-268.
- OGNIBÈN G. (1966) - *Lineamenti idrogeologici dell'Etna*. Riv. Min. Sic., 100-102, 151-174.
- PATANÈ G. (1975) - *I terremoti di S.M. Ammalati e di Guardia dell'agosto 1973*. Riv. Min. Sic., 154-156, 199-206.
- PATANÈ G., MENZA S., IMPOSA S. & DISTEFANO G. (1990) - *Il terremoto etneo del 29/01/1989: caratteristiche macrosismiche e strumentali*. Att. 9° Conv. Ann. G.N.G.T.S., 57-65.
- PLATANIA G. (1904) - *Su un moto differenziale della spiaggia orientale dell'Etna*. Att. 5° Congr. Geogr. It., 2, Sez. I, Scientifica, 214-219.
- PLATANIA G. (1908) - *Il terremoto del 7 dicembre 1907*. Rend. Mem. R. Acc. Zelanti di Acireale, S. 3, 6, 13-20.
- PLATANIA G. (1914) - *Sul periodo sismico del maggio 1914 nella regione orientale dell'Etna*. Mem. Cl. Sc. R. Acc. Zelanti di Acireale, Ser. 3, 8, 105-152.
- PLATANIA G. (1920) - *Terremoto di Codavolpe (Etna) del settembre 1920*. Boll. R. Osserv. Geod., Catania, 8 pp.
- PLATANIA G. (1922) - *Origine dei terrazzi dell'Etna*. Ist. Geogr. Fis. R. Univ., Catania, 19, 11 pp.
- PLATANIA G. & PLATANIA G. (1894) - *Note sui terremoti etnei*. Rend. Acc. Sc. Lett. Art. Zelanti di Acireale, 6, 5 pp.
- POSTPISCHL D. (ed.) (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Prog. Fin. Geodin. - CNR, Quaderni de la Ricerca Scientifica, 114-2A, Bologna.
- RICCÒ A. (1912) - *Fenomeni geodinamici consecutivi all'eruzione etnea del settembre 1911*. Boll. Soc. Sism. It., 16, 11-32.
- RIUSCETTI M. & DISTEFANO R. (1971) - *Il terremoto di Macchia (Catania)*. Boll. Geof. Teor. Appl., 13, 51, 150-164.
- ROMANO R. (1982) - *Succession of the volcanic activity in the Etnean region*. Mem. Soc. Geol. It., 23, 27-48.
- ROMANO R., AMORE C., ATZORI P., CARTER S.R., CRISTOFOLINI R., DI GERONIMO I., DI GRANDE A., DUNCAN A.M., FERRARA V., GHISETTI F., GUEST J.E., HAMMILL H., LENTINI F., PATANÈ G., PEZZINO A., PUGLISI D., SCHILIRÒ F., STURIALE C., TORRE G., & VEZZANI L. (1979) - *Carta geologica del Monte Etna*, scala 1:50.000. Litogr. Art. Cartogr., Firenze.
- SABATINI V. (1914) - *Note sul terremoto di Linera dell'8 maggio 1914*. Boll. R. Comit. Geol. It., 44, 245-293.
- SILVESTRI O. (1865) - *Relazione sopra i terremoti dell'Etna*. Stabilimento Tipografico «La Fenice», Catania, 12 pp.
- VAN BEMMELEN R.W. (1969) - *Origin of the Western Mediterranean Sea*. Verh. K. Ned. Geol. Mijnbouwk. Genoot., Geol. Ser., 26, 13-52.