

VINCENZO RIZZO (*)

PROCESSI MORFODINAMICI E MOVIMENTI DEL SUOLO NELLA VALLE DI MARATEA (BASILICATA)

ABSTRACT: RIZZO V., *Morphodynamical processes and ground displacements in the Valley of Maratea (Basilicata)*. (IT ISSN 0391-98-38, 1997).

The Valley of Maratea presents complex gravitational phenomena which are directly related to the seismic and tectonic activity in the area. The opening of the Valley itself may be seen as the result of a strike slip fault bend which gives rise to transtensive stresses in the central part of the valley, and to a structure of *pull-apart* type. In the restricted northern edge of the valley, whereas the fault bending has thrust the calcareous southern block against the northeastern one, there are transpressive and *horse* type structures. Within the valley imposing landsliding prevalently induced by seismotectonic activity can be observed. *Sagging, sudden spreading failure, block-slide* type (involving wide blocks and large calcareous units, breccia and detrital deep covers, bordered by a striate breccia fault plain) were moved along the south-western limit of the valley on a substratum of plastic clay, today inactive from long time. In fact at their crown local evidences, trenches containing rock falls, testify to sudden movement which took place as a consequence of a strong shock, probably related to the Upper Pleistocene tectonic activity. *Translational sliding*, involving detrital covers and shallow clayey colluvia on shale, whereas their depth is less than 40-50 m, were moved, with the leading role of the basal clay saturation and water table in the central part of the valley, by intense seismic and rainy events in historical time. *Creep, spreading* and other plastic deformations of shallow clayey covers (*squeezing*), are located in the same area previously described (sometimes showing closed shear plain as a tendency to translational slide phenomena) and are today active. No absolute dating on described phenomena are available today; general indications could be obtained considering that: the sedimentary sequences in the valley show changes in their paleoenvironmental facies and rests of two different thick ash outcroppings (related to the regional volcanic activity and covering landslide depressions and graphitic lenses); the last coast line, located 4-6 m above the sea level, shows a small displacement.

The research carried out during the last fifteen years has allowed us to reconstruct the principal phases of morphodynamic development and to locate areas which show different aspects of stability in the valley's recent history, as a base to understand a previsional scenery and to orient the human activity. The data collected, including a systematic analysis of damage sustained by the buildings during the last century, show a noticeable increase in deformation starting a few years before (1973-78) the earthquake of March 1982 in an area which is still subject to intense uniform movement (2-3 cm/year). A comparison between surficial and deep movements related to the level of the water table and rain, show a sliding activity scarcely influenced by these last factors. Even if limitedly to the strike slip fault significant displacements were detected (0,5 cm/year), deep creep related to tectonic or to deep slope deformations isn't proved. In any case, on the basis of obtained data and structural

features of the valley, the hypothesis of a dependence of slide movements from tectonic stress is consequently formulated.

KEY WORDS: Landslide, Earth displacements, Pull-apart basin, Maratea (Basilicata), Italy.

RIASSUNTO: RIZZO V., *Processi morfodinamici e movimenti del suolo nella Valle di Maratea (Basilicata)*. (IT ISSN 0391-98-38, 1997).

I complessi e molteplici fenomeni di instabilità presenti nella valle, ascrivibili a tipologie del tipo *C-sagging, sudden spreading failure, block-slide, lateral spreads, translational sliding* ed a deformazioni plastiche e plastico-gravitative del tipo *spreading, creep, squeezing*, sono strettamente dipendenti dall'attività seismotettonica recente ed attuale. Misure sui movimenti del suolo, protratte per oltre un decennio ed integrate da osservazioni recenti di varia natura di valenza temporale molto più ampia, consentono di caratterizzare la valle di Maratea in aree a diversa stabilità ed evoluzione. In particolare si evidenzia che un'ampia zona della valle è soggetta a movimenti continui e sostenuti (2-3cm/anno), apparentemente influenzati dalle condizioni pluviometriche ed idrogeologiche. In gran parte di natura gravitativa e poco profonda (<50m), essi hanno subito un'accelerazione negli ultimi venti anni, presumibilmente in relazione anche a stati tensionali di natura tettonica precedenti e seguenti l'evento sismico del 21.03.1982 nel Golfo di Policastro. Movimenti profondi, siano essi di origine tettonica o gravitativa, seppure ipotizzati anche in base a primi dati disponibili, non sono ancora stati provati con certezza, anche lungo la faglia trascorrente che limita il fianco destro della valle (05 cm/anno). In attesa di ulteriori studi, si ipotizza che la valle rappresenti l'apertura di una struttura distensiva di tipo *fault bend pull-apart*, generata dalla curvatura normal-trascorrente destra della linea del Pollino, con limitati fenomeni transpressivi (per contrasto dei massicci carbonatici all'estremità N della valle che genera locali strutture ad *horse*) e transtensivi (per l'apertura del *pull-apart* nel resto della valle stessa), dalla cui attività dipendono gran parte dei fenomeni di instabilità osservati.

TERMINI CHIAVE: Frana, Movimenti del suolo, Bacino tettonico transtensivo, Maratea, Basilicata.

PREMESSA

I primi tentativi di interpretazione delle morfologie presenti nella Valle di Maratea, risalenti a più di dieci anni or sono, segnalavano la presenza di fenomeni pseudo-tettonici e movimenti gravitativi profondi del tipo *sackung* (Guerricchio & Melidoro, 1979; Guerricchio & Melidoro, 1981). Successive indagini, volte alla caratterizzazione dei fenomeni descritti, hanno evidenziato, tra il 1984 ed il 1985, alte concentrazioni di gas elio e locali episodi micro-

(*) *Cnr-Irpi, via Verdi 248 - Roges di Rende (Cosenza)*.

sismici (Guerricchio & alii, 1986); dal 1983 in poi il sistematico monitoraggio dei movimenti del suolo ha consentito una individuazione delle aree attualmente instabili, evidenziando la loro distribuzione areale e temporale (Guerricchio & alii, 1994). Studi idrogeologici, nel fornire ulteriori contributi alla conoscenza geologica della valle, hanno analizzato le peculiarità degli acquiferi dei Monti di Maratea (Cotecchia & alii, 1990). Più recentemente indagini di sismica a riflessione hanno individuato la presenza di una struttura tettonica attiva nella prosecuzione a mare della valle di Maratea (Colantoni & alii, 1995); altre hanno analizzato l'evoluzione morfostrutturale dei monti di Maratea (Ortolani & Toccaceli, 1995), mentre all'interno della valle sono stati riconosciuti espandimenti laterali esausti (D'Ecclesiis & alii, 1993). Prospezioni inclinometriche hanno esteso la conoscenza sulla geometria dei corpi instabili di parte del centro storico di Maratea (Rizzo & Limongi, 1995). Studi stratigrafici, mineralogici e morfodinamici hanno individuato le principali fasi della storia

geologica recente (Amelio & alii, 1995), mentre misure gravimetriche, rilievi geologici di dettaglio e stratigrafie di numerosi sondaggi consentono di avere un quadro più preciso dello spessore delle coltri detritiche (Toro & alii, 1995).

Il presente lavoro costituisce un ulteriore contributo alla comprensione dei complessi, ed ancora non del tutto chiari, fenomeni d'instabilità che caratterizzano questa valle. In particolare, i risultati dei movimenti del suolo in un arco di tempo di oltre dodici anni, integrati da osservazioni di varia natura (indagine sistematica della intensità, distribuzione ed evoluzione nel tempo dei dissesti nei manufatti, misure degli spostamenti di elementi strutturali, referenziati e riconoscibili, edificati a partire dal secolo scorso; confronti tra movimenti misurati in superficie ed in profondità; indagini storiche e toponomastiche; osservazioni morfostrutturali), ci consentono di formulare alcune considerazioni ed ipotesi sui processi morfodinamici della storia recente della valle.

FIG. 1 - Elementi strutturali ed unità morfodinamiche riconosciute nella Valle di Maratea (Foto aerea: Conc.S.M.A. n° 173 del 26 Luglio 1979).

Settore A: movimento gravitativo di unità calcaree, del tipo *C-Sagging* (la stabilità dei monumenti datati alla fine del 1° millennio denota una riattivazione solo per di eventi sismici eccezionali).

Settore B: Complesso disarticolato di grandi blocchi e consistenti coltri detritiche (50-200m di spessore), con morfologia franosa ascrivibile alle *frane a blocchi e ai sudden spreading failure* (questi ultimi mobilizzati dagli stessi eventi sismici che hanno destabilizzato i predetti sagging), oggi inattivi. Solo la parte marginale di questo settore, verso il centro della valle e laddove gli spessori delle coltri detritiche sono più sottili, mostra fenomeni di *creep* e *lateral spreads* attivi. Alla sommità dell'area la scarpa «B1» denota due mobilizzazioni principali (parte alta e bassa di B1) caratterizzate da differenti inclinazione ed intensità erosiva.

Settore C: Frane di età storica, riferibili prevalentemente a fenomeni traslazionali, interessanti i depositi argillitici e coperture detritiche di modesto spessore. Oggi mostrano diffusi fenomeni plastici e plastico-gravitativi di vario tipo (squeezing, rigonfiamenti, espandimenti, scoscendimenti rototraslazionali) riferibili prevalentemente alla attività gravitazionale, localmente differenziata.

Settore D: Frane e deformazioni del tipo indicato per il settore C ma nell'ambito di un'unità caratterizzata da vasti ed uniformi movimenti (2-3cm/anno), forse in parte di origine profonda (tettonica e/o gravitativa); i dati raccolti evidenziano un'accelerazione dei fenomeni dopo il 1973-80 (in relazione con il sisma del 21.03.1982 nel Golfo di Policastro?).

Settore E1: Fenomeni simili ai precedenti, ma distribuiti su una fascia allungata, coincidente con un'importante lineazione tettonica (faglia normal-trascorrente destra); lungo questa fascia sono presenti movimenti continui e vistosi, ma di entità minore rispetto al settore precedente (0,5-2cm/anno); essa è a tratti interessata da fenomeni gravitativi delle coltri detritiche.

Settore E2: Fenomeni simili ai precedenti, ma in parte influenzati dall'attività tettonica della precedente dislocazione.

Settore E3: Area attualmente priva di movimenti, in corrispondenza di un blocco di consistenti breccie calcaree, profondamente ancorate nel substrato.

Settore E4: Presenta caratteristiche simili alla fascia E1, ma in assenza di lineazioni tettoniche significative.

Le frecce presenti nella foto indicano aree soggette ad estesi movimenti in atto; i puntini i resti di un'antica linea di costa oggi dislocata (i tratti stabili sono indicati con punto e tratto).

Nel riquadro: schema geologico-strutturale dell'area in esame. 1) Unità calcarea Alburno-Cervati; 2) Argilliti (Crete Nere) e coperture detritiche pleistoceniche soggette a fenomeni transpressivi (2a) e transtensivi (2b); 3) Unità calcarea di Verbicaro; 4) direzione dei movimenti nel blocco meridionale; 5) blocco sollevato; 6) blocco abbassato; 7) faglia normale; 8) sovrascorrimenti; 9) faglia normal-trascorrente; 10) faglia destra-trascorrente.

FIG. 1 - Structural elements and morphodynamic units recognised in the Maratea Valley.

A-Zone: slope movements of calcareous units of *C-Sagging* type, today inactive (the stability of old monuments dated back to last millennium and settled on the area, denotes that the zone become unstable only for extreme seismic events).

B-Zone: Dislocated complex of deep calcareous blocks and detrital sediments (50-200m in depth), with *block-slide* and *sudden spreading failure* phenomena (induced by extreme seismic event similar to one's of previous A-zone), today inactive. Only the marginal area, toward the lower part of the valley and whereas the covers are thinner, shows active *creep* and *lateral spreads* phenomena. On the top, the main scarp B1 denote two mobilisation «high and lower part of B1», today distinguished by different inclination and erosion intensity.

C-Zone: Historical landslides, prevalently referable to *translational* types, involving shale formations; this zone today shows various and differentiate plastic slope movements, prevalently induced by gravitational activity (*creep, flow, squeezing, swelling, lateral spreads*).

D-Zone: *Landslides and active slope movements* similar to C-zone, but showing uniform and intense field of displacements (2-3 cm/year), induced by gravitational and, probably-tectonic activity; the detected data had shown a noticeable increase after 1973-80 (in relation to the 21.03.1982 earthquake of Policastro Gulf?).

E1-Zone: Similar to the D-zone, but with deformations located on a strip area affected by significant faulting activity (0,5-2 cm/year), consequent to a normal strike slip fault (right-hand displacement).

E2-Zone: Similar to the C-Zone, but influenced by the nearest faulting activity.

E3-Zone: Today inactive area corresponding to a big calcareous block, deeply anchored in the substratum.

E4-Zone: Deformations located on a strip area, similarly to the E1-Zone, but without significant faulting activity.

In the inner square: structural scheme of the examined area. 1) Calcareous outcroppings of Alburno-Cervati Unit; 2) Shale (prevalently the Crete Nere Formation) and detrital sediments, subject to partial transpressive (2a) and largely transtensive (2b) phenomena forming a *pull apart basin* partially passing to a *horse structure*; 3) Calcareous outcroppings of Verbicaro Unit; 4) displacement of southern block in the Pollino fault system; 5) lifted-up block; 6) lowered block; 7) normal fault; 8) overthrusting; 9) normal strike slip displacement; 10) strike slip displacement.

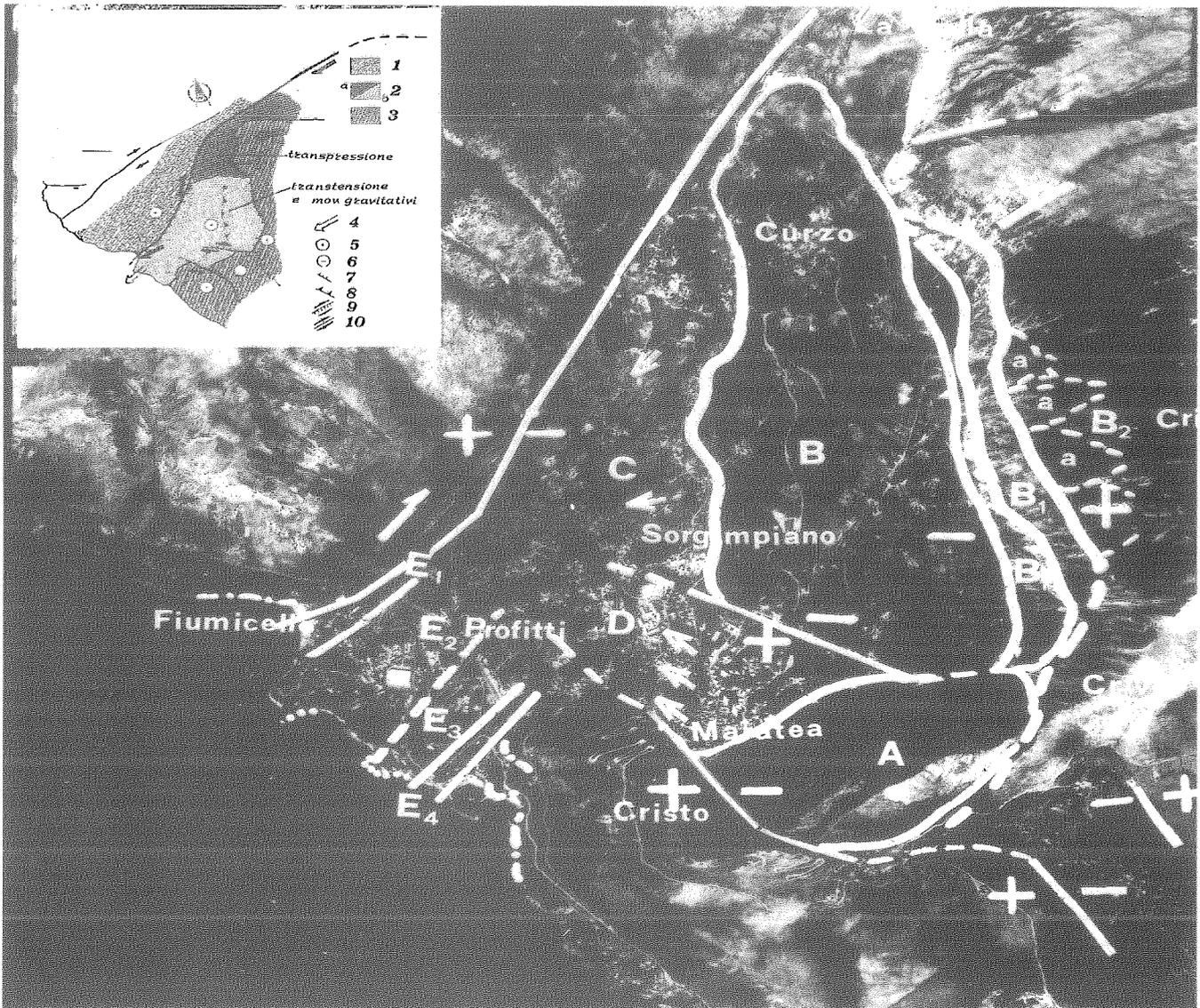
DISLOCAZIONI ED ASSETTO MORFODINAMICO

Le caratteristiche geologiche dell'area unitamente alle situazioni geostrutturali regionali sono state analizzate oltre che nei lavori già citati in premessa, in lavori di vecchia data, cui si rimanda (Civita, 1965; Compagnoni & Damiani, 1971) ed a cui si sono aggiunti nel tempo i contributi dei lavori prima citati. Numerosi problemi rimangono ancora aperti sulla caratterizzazione del substrato, sepolto da consistenti masse detritiche, e su una più precisa ricostruzione dell'assetto geostrutturale.

È da notare che la presenza di lineazioni tettoniche attive ai margini della valle (presumibilmente di tipo diretto e controllate dalle linee di taglio del Pollino) ha svolto e continua a svolgere un ruolo determinante sulla sua peculiare configurazione morfologica, fortemente asimmetrica, e sugli intensi processi morfodinamici in essa presenti. Inoltre, va rilevato che la complessità geostrutturale, testimoniata dalla rotazione a 90° della linea di taglio del Pollino (Ghi-

setti & Vezzani, 1983), determina la presenza di complessi campi di stress, con fenomeni transpressivi a nord della valle, dove i massicci carbonatici a cavallo della dislocazione tettonica vengono in contrasto ostacolandosi nello scorrimento, mentre a sud la valle, a seguito di un movimento trascorrente più libero ed attivo, viene interessata da estesi fenomeni transtensivi. Il passaggio tra le due aree, nell'area di località Curzo, è caratterizzato da strutture del tipo ad *horse*. In tal senso, una descrizione delle morfologie franose indipendente dagli assetti geostrutturali, da cui esse presumibilmente dipendono, appare limitativa.

In attesa di più approfonditi studi geologico-strutturali, un tentativo di interpretazione, suffragato oltre che dalle osservazioni sullo sviluppo sequenziale delle deformazioni in rapporto all'evento sismico del 1982 (come si dirà più avanti), da risultati gravimetrici recenti (Toro & alii, 1995), vedrebbe la valle di Maratea come il risultato di un modesto fenomeno di *pull apart* (fig. 1). La faglia trascorrente localizzata in destra idrografica conferisce ai relativi versanti



un andamento segnatamente rettilineo ed è accompagnata da un notevole rigetto, di entità maggiore dal lato del mare; inoltre, come conseguenza dell'intensa attività trascorrente, i depositi detritici ivi presenti sono di spessore ed estensione molto più ridotti di quelli dei versanti opposti. In sinistra idrografica dominano tre faglie minori, dirette e subverticali (forse con modesta componente trascorrente), una in direzione nord-sud da Curzo a monte Crive, che è la più attiva ed alla cui base si determinano consistenti coltri detritiche, e le altre due in direzione nordovest-sudest, da Maratea verso Brefaro. Tra queste ultime, quella a nord interrompe le coperture detritiche, evidenziando un'attività recentissima; mentre quella a sud presenta un notevole rigetto sotto monte S. Biagio, rimarcando la connotazione ad *horst* di quest'ultimo.

Le lineazioni in direzione est-ovest dividono due sistemi caratterizzati da diversi sovrascorrimenti, tra unità calcaree a sud (Unità Bulgheria-Verbicaro su Unità Alburno-Cervati) e tra unità calcarea e flysch argillitici a nord (Unità Verbicaro su Crete Nere). All'interno della valle di Maratea le discontinuità strutturali sembrano orientate secondo due sistemi prevalenti, uno nord-sud e l'altro nord-ovest - sud-est, mentre, fenomeni di torsione e rotazioni di dette discontinuità sembrano osservarsi al passaggio dal centro storico alla fascia costiera. La faglia diretta in direzione nord-sud, che margina la sinistra idrografica della valle alla base del monte Crivo ha un andamento continuo con contatti talora diretti e talora inversi, a seguito del passaggio tra i fenomeni transpressivi e quelli transtensivi; questa lineazione contorna a monte i cosiddetti *sackung* e sembra proseguire oltre i monti di Maratea, fino a mare. In sintesi, queste configurazioni strutturali potrebbero rappresentare il risultato di una trascorrenza impedita ad ovest.

È in questa particolare condizione geostrutturale che si determina una intensa attività geodinamica ed è presumibile che il continuo processo di apertura tettonica della valle condizioni lo sviluppo dei fenomeni di instabilità. Nell'ambito del dibattito scientifico ancora in corso e certamente non esaurito in rapporto alla complessità dei fenomeni in esame, ci sembra che si possa individuare una stretta relazione tra assetti geologico-strutturali della valle ed i principali processi gravitativi e deformazionali osservati.

Sulla base dei dati disponibili si possono distinguere i seguenti settori (fig. 1):

Settore A) - *I monti di Maratea ad est del centro storico*, dove si notano grandiosi fenomeni di dislocazione gravitativa dell'Unità di Verbicaro, con vistosi insaccamenti (Guerrichio & Melidoro, 1979). Questa fenomenologia è associata ad imponenti crolli, quale quello su cui è costruita la parte meridionale del Centro Storico ed altri osservabili ai margini e all'interno delle masse dislocate. Elementi predisponenti all'instabilità appaiono: a) il contatto non eccessivamente profondo dei calcari con il substrato argillitico (80-100 m ?), b) la giacitura fortemente a franapoggio (immersione di 60-80° a nord-ovest), c) l'incrocio di dislocazioni tettoniche, connesse con l'apertura del *pull-apart* e formanti significative discontinuità strutturali e infine d) il notevole gradiente topografico (300 m di dislivello con pendenza del 70%).

Questo complesso morfostrutturale, normalmente fermo ed esente da fenomeni di creep profondo, si è mobilitato in modo repentino, con avanzamento e crolli delle masse al piede, ma preservando il relitto delle morfologie originarie. La presenza di un romitorio basiliano (Madonna degli Ulivi), discretamente conservato e risalente all'inizio di questo millennio, esclude processi di riattivazione riferibili ai pur intensi eventi sismici che sono seguiti dopo la sua costruzione e che, viceversa, sembrano aver interessato il centro storico nella metà di questo millennio. Poiché le condizioni geomeccaniche proprie del contatto con il substrato non sono variate nel tempo, in quanto essenzialmente legate ai gradienti topografici ed all'assetto strutturale predisponente, si ritiene che la mobilitazione di queste masse abbia richiesto una notevole energia destabilizzante, quale quella di uno *sbock* sismico particolarmente intenso, proprio delle fasi tettoniche che hanno accompagnato la storia del Pleistocene superiore.

Dal punto di vista morfologico, i fenomeni osservati possono essere ricondotti ai *single-sided C-sagging type* di Hutchinson (1988), con superfici di scarpa passanti diffusamente al tipo 1 sui versanti prospicienti il centro storico. I movimenti delle masse dovrebbero essersi sviluppati su piani di rottura ben delineati e continui, presumibilmente non eccessivamente profondi ma sufficientemente inclinati (25°-35°), al contatto con il substrato argillitico. Tuttavia, in considerazione del meccanismo di rottura ipotizzato, Hutchinson, che utilizza il termine di *sagging* in maniera più estensiva (in quanto considera non solo l'azione del *creep* profondo ma anche l'esistenza di piani di taglio discontinui su superfici ben delineate) rispetto agli originali *sackung* descritti da Zischinsky (1969), non li include nel campo delle frane vere e proprie. Lavori più recenti tendono a rimarcare la differenza tra i fenomeni di *sackung* propriamente detti, la cui genesi deriva da ampie e profonde deformazioni di versante, ed i *sagging sensu lato* (Dramis & Sorriso, 1994). Il fenomeno presente sui Monti di Maratea rappresenta una testimonianza di come alcuni di questi grandiosi processi gravitativi possano, in casi estremi, mobilitarsi nel loro insieme (con movimenti al piede e crolli sulle scarpate anteriori), costituendo chiari termini di passaggio ai fenomeni franosi veri e propri.

Settore B) - *Le zone pedemontane* tra la congiungente Sorgimpiano-Curzo ed i rilievi del monte Crivo mostrano una morfologia riconducibile ad un complesso franoso, a blocchi di breccie allineati lungo fronti (almeno due) più o meno continui e paralleli ai margini della valle, questi ultimi separati da profonde depressioni, poi ricoperte da detriti. Sui margini inferiori la continuità dei fronti sfuma, con blocchi più o meno sparsi e solo raramente attaccati da processi di demolizione ed arrotondamento. Sul margine meridionale, gli stessi fronti si interrompono bruscamente lungo la lineazione tettonica in direzione est-ovest, particolarmente attiva e recente, che solleva le argilliti liguridi rispetto alle coltri detritiche. I versanti del monte Crivo, che marginano queste morfologie, mostrano un'intensa attività erosiva e due distinti intervalli altimetrici: il superiore (sette B2) è meno inclinato e discretamente vegetato, mentre l'inferiore (sette B1), per un'altezza di circa 100 m, costi-

tuisce la scarpa principale di un movimento franoso repentino che ha tranciato i locali conoidi rimasti sospesi. Il secondo intervallo appare ulteriormente distinguibile in due settori altimetrici (B1 alto e B1 basso), caratterizzati da diversa inclinazione ed intensità erosiva, che si raccordano più a sud con le superfici di rottura del *sagging*. In località Curzo la mobilizzazione franosa ha trascinato frammenti dello specchio di faglia a distanza di 250-300 m, determinando un locale ed ampio squarcio delle coltri detritiche. Queste ultime, che assumono generalmente consistenti spessori (60-200 m), presentano alla base lembi calcarei dell'Unità di Verbicaro abbassati per faglia e privi di continuità formazionale. Gli stessi lembi poggiano, per sovrascorrimento tettonico, sulle argilliti del flysch ligure, con l'interposizione di un livello detritico estremamente disturbato e ridotto a pseudo-sabbione.

Il complesso franato può essere visto nel suo insieme come un ammasso strutturalmente predisposto e caratterizzato da due diversi tipi di mobilizzazioni: una globale correlabile alla formazione del *sagging* e dei *sudden spreading failures*, questi ultimi assimilabili alle frane a blocchi descritte da Hansen (1965), con margine ai settori di scarpa ed una plastica-gravitativa ascrivibile ad espansioni laterali, ai margini inferiori ed in prossimità del contatto con le formazioni argillitiche. Tuttavia, al margine di uno dei fronti di breccie calcaree, in località Curzo, è presente un imponente crollo, che, a giudicare dalla sovrapposizione su suoli che sembrano alquanto recenti, non dovrebbe essere correlabile con le mobilizzazioni prima descritte (fig. 2a). Nella stessa località, a fianco delle masse crollate, si osservano estesi fenomeni di *creep*, con argilliti a 25 m di profondità e falda acquifera al contatto, i quali trasmettono apprezzabili stati tensionali sull'edificato.

Settore C) - *L'area centrale e depressa a monte della lineazione tettonica Crive-Ondavo fino a Piano Curzo*, dove sottili coltri detritiche prevalentemente limo-argillose sono denudate dai fenomeni erosivi che portano in affioramento il substrato flischoide. Quest'area presenta *translational slidings* di epoca storica ed estesi fenomeni plastico-deformativi attivi, a carattere locale e differenziato. Estesi fenomeni di *squeezing* e di *creep* si osservano soprattutto ai margini con il settore B.

Settore D) - *L'area depressa tra la lineazione Crive-Ondavo e Profitti-Fiumicello* (quest'ultima in allineamento con la faglia che margina a sud il centro abitato di Maratea), presenta situazioni stratigrafiche e morfologiche simili al precedente settore, con danni diffusi all'edificato, ma, soprattutto, come risulta dalle misurazioni topografiche effettuate, con intensi e relativamente uniformi movimenti del suolo.

Settore E) - *L'area a valle della congiungente Profitti-Fiumicello* (settori E1-E4 in fig. 1) è caratterizzata da dislocazioni strutturali parallele ai margini della valle, che frammentano i depositi detritici in fasce allungate a spessore estremamente variabile. Nella parte centrale, in località Profitti, una spessa ed allungata lente di breccie comprendente frammenti dislocati dell'Unità di Verbicaro, raggiunge la profondità di 110 m e fa da barriera ai movimenti delle masse superficiali. Laddove le argilliti di base sono subaffioranti o a piccola profondità si osservano fenomeni fra-

nosì e deformativi del tipo già descritto nei precedenti settori C e D. Lungo una di queste lineazioni, da località Capo la Timpa al mare, le breccie presentano ampie e profonde sconnessioni; fenomeni di *squeezing*, sprofondamenti, locali e limitati scoscendimenti, sono presenti in località Mare Morto, Capo la Timpa e Fiumicello.

EVENTI MORFODINAMICI E PALEOAMBIENTALI

Non è ancora chiara la successione cronologica degli eventi franosi maggiori e a carattere repentino (insaccamenti dei monti di Maratea e crollo dei calcari su cui è costruito il Centro Storico, nel settore A; frane a blocchi di Piano Campo e crollo di località Curzo, nel settore B; grandi scoscendimenti nella parte centrale e depressa della valle, nei settori C e D). Tuttavia, le dimensioni e le caratteristiche morfologiche ed impulsive dei fenomeni franosi descritti sono tali da far pensare ad un evento destabilizzante particolarmente intenso, a cui potrebbe essere collegata una mobilizzazione complessiva della valle. Tale interpretazione, oltre ad essere dettata dall'osservazione, sembra essere in accordo con gli eventi catastrofici del Pleistocene superiore individuate nella vicina Valle del Noce (La Rocca & Santangelo, 1991; D'Ecclesiis & alii, 1993) e con i risultati di recenti indagini stratigrafiche di dettaglio della valle di Maratea (Amelio & alii, 1995).

I dati raccolti mettono in luce la presenza di due fasi sedimentarie principali: la prima, molto più uniforme ed estesa, è caratterizzata da notevoli apporti pedemontani ad elementi grossolani e poveri di componente terrigena, talora intercalati da livelli a terre rosse; la seconda, più eterogenea e con depositi a diversa pigmentazione e abbondante matrice, testimonia ambienti deposizionali localmente più differenziati.

La prima fase, certamente protratta nel tempo tanto da consentire l'accumulo e la cementazione di spessi depositi, potrebbe essere precedente e/o contemporanea all'ultima grande glaciazione pleistocenica (dal Pleistocene Medio al Pleistocene Superiore). L'abbassamento del livello di base, conseguente alla glaciazione wurmiana, ha determinato una forte erosione e l'ampio affioramento del substrato argillitico. A questi episodi è seguita un'estesa instabilità gravitativa della valle (tardo-wurmiana), anche a seguito di eventi sismici, presumibilmente riferibili ad una fase sismotettonica particolarmente attiva che ha mobilizzato la struttura del *pull-apart*, ed i vasti movimenti gravitativi alla sua sommità (*sagging* e *sudden spreadings failures*). I riempimenti delle depressioni franose testimoniano il successivo instaurarsi di depositi vulcanici (cineriti) ed ambienti deposizionali ristretti, talora di tipo palustre, cui ha fatto seguito la normale sedimentazione terrigena.

Ulteriori informazioni sulla cronologia degli eventi morfodinamici della valle possono trarsi dalla ubicazione delle antiche linee di costa: tracce di queste si riconoscono nel tratto della valle prospiciente il mare, da Fiumicello al Porto, dislocate a quote variabili (da 6 a 1 m slm) e raccordabili con quelle poste sui fianchi esterni alla valle stessa (da 3 a 8 m slm, rispettivamente a nord-ovest e a sud-est di

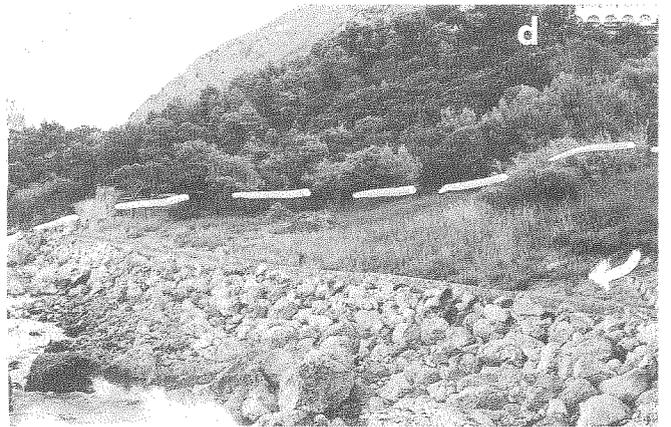
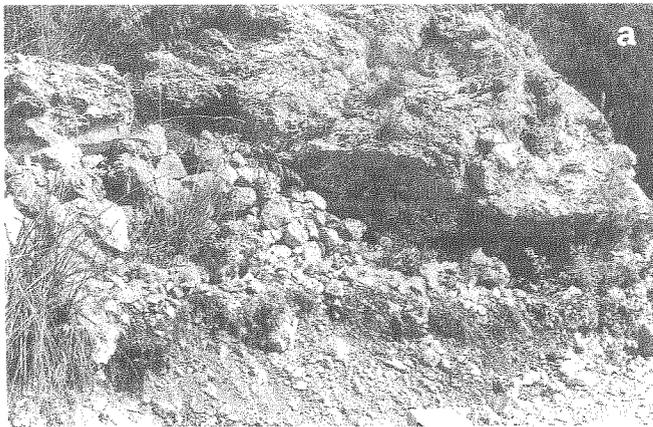
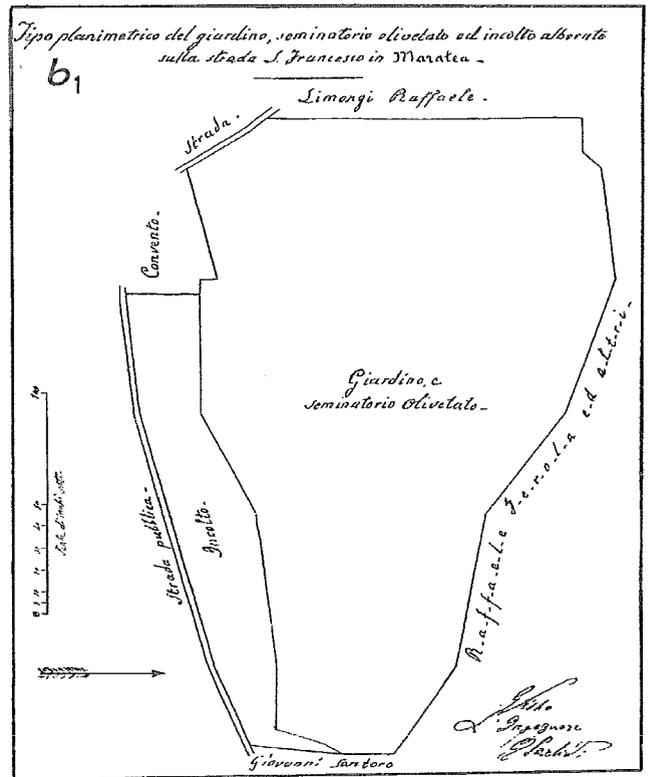
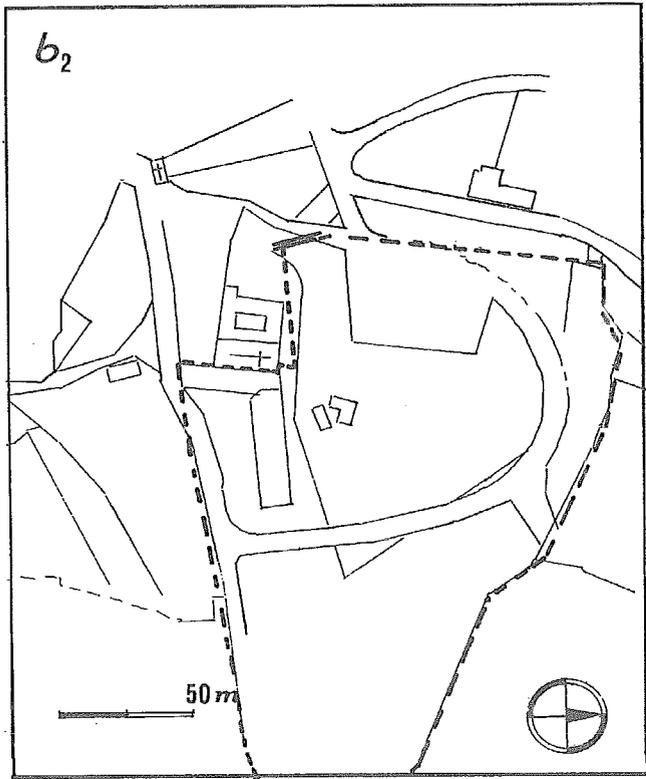


FIG. 2 - Esempi di movimenti franosi veloci in età storica. Fig. 2a: grandi blocchi di breccie calcaree crollati su suoli recenti (località Curzo; settore B), fig. 2b: pianta di un sito soggetto a un notevole movimento franoso alla fine del secolo scorso (località Cappuccini, 1783; settore D. Testualmente dall'atto notarile: «negli estremi occidentale ed orientale si sono manifestate delle frane che hanno danneggiato una parte del suolo, trasportando una parte del muro di cinta alla distanza di 25 metri.»); in b1: piantina del sito da un atto notarile; in b2: ricostruzione del sito sugli attuali fogli di mappa, fig. 2c: movimento franoso databile al 1840-50, con distruzione di un mulino ad acqua (nella foto) risalente alla seconda metà del Settecento (località Rasi, poco a monte dell'attuale linea ferroviaria), fig. 2d: corpo di frana in località Mare Morto, la cui riattivazione è databile alla fine del secolo scorso.



FIG. 2 - Examples of historical quick slide movement. 2a: calcareous slied blocks over a recent soil (Curzo locality; B-area). 2b: maps of a site was subject to large displacements (25 m) at the end of last century (1783; Cappuccini locality, D-Zone); b1: the area from a legal translation document; b2: reconstruction of the today area. 2c: slide movement dated back to 1840-50 (Rasi locality; C-Zone); 2d: slide movement dated back to the end of last century (Mare Morto locality; E2-Zone).

Maratea). L'interruzione della continuità morfologica delle linee di costa in corrispondenza dei settori E1 ed E4 evidenzia la maggiore mobilità di queste fasce. Nell'insieme, tali ritrovamenti farebbero supporre limitate mobilitazioni delle masse negli ultimi millenni, salvo nei ristretti settori E1 ed E4, su cui non è possibile ottenere elementi di valutazione quantitativa.

FRANE E SISMICITÀ NEI DATI STORICI E TOPONOMASTICI

Le origini e lo sviluppo della storia dell'Uomo nella valle di Maratea sono sostanzialmente caratterizzati dall'adattamento antropico alle caratteristiche geomorfologiche dei luoghi. Le sepolture dei primi insediamenti conosciuti, sul promontorio di località Capo la Timpa, testimoniano che le ampie e locali sconessioni delle masse calcaree (crepacci chiamati in dialetto «garamme») erano preesistenti. A prova della rarità di fenomeni catastrofici rilevanti in epoca storica recente, sono inferiori alle aspettative i nomi di località connesse in qualche modo con il suolo e con i fenomeni franosi: Pietra Sciuglienti, in Contrada S. Nicola, Ciullia, a monte del Porto, Capo la Frane, in località non identificata, Rovina, in località S. Maria, Frago o Nuda Fraganìa, in località Bivio per Brefaro, Rovita, nel Centro Storico; significativi, invece, i riferimenti alle acque ed alle sorgenti (Onda, Londana, Sorgimpiano, etc.) (Cernicchiaro & Perretti, 1992). Per altri versi alcuni antichi toponimi di piccoli scogli, riferibili alla seconda metà del primo millennio (Scogli di Calicastro, Scoglio Milozzo) potrebbero indicare una morfologia complessivamente poco variata nel tempo.

Nei documenti storici più autorevoli non si trovano citazioni scritte di eventi catastrofici del passato (la distruzione della biblioteca locale avvenne in un incendio del XVII sec) ed analogamente non esistono riferimenti al riguardo nella tradizione orale. Stupisce, tuttavia, il contrasto esistente tra il discreto numero di eventi storici da noi ricostruito sulla base di una breve ricerca storica e le segnalazioni esistenti al riguardo.

Fenomeni franosi distruttivi risalenti alla metà del secolo scorso sono stati riconosciuti in località Rasi, di poco antecedenti al 1851 (fig. 2c), ed in località «a Sciodda», sopra la chiesa del porto attuale. Mentre un atto notarile del 31 Luglio 1873 (Archivio di Stato di Potenza) riporta a data imprecisata nella zona dei Cappuccini spostamenti di confini dell'ordine di 25 m (fig. 2b), è interessante notare al riguardo come la stessa zona, al margine dell'attuale abitato, sia stata alla fine del secolo scorso interessata da un'ulteriore edificazione, quasi a testimoniare una forma di rassegnazione e/o di diffusa convivenza con il dissesto stesso. Negli scritti di Almagià (1907) dell'inizio di questo secolo si fa riferimento ad un movimento franoso nella zona del porto, che sembra identificabile, per dimensioni e periodo, alla frana di località Mare Morto (fig. 2d).

Dati sulla sismicità storica di questo millennio evidenziano in area lucana alcuni eventi di notevole intensità (> X grado Mercalli) (tab. 1), mentre due eventi nel 1831 e nel

1982, rispettivamente di IX-X e VI-VIII grado Mercalli, hanno interessato più da vicino l'area in esame (Golfo di Policastro). Al contempo i dati sull'incremento demografico dal 1277 al 1901 (tabella 1) denotano una forte riduzione della popolazione tra il 1443 ed il 1521 e tra il 1648 ed il 1669, pari rispettivamente al 15 ed al 57% del totale. Mentre la prima riduzione può essere riconducibile al sisma del 1456, la seconda, tra l'altro molto consistente, dovrebbe trovare spiegazione in eventi di natura diversa.

Appaiono, per contro, frequenti i riferimenti ad edifici danneggiati, crollanti o da riattare, con un patrimonio edilizio in rapida usura, in qualche caso anche su taluni edifici storici (es: Chiesa del Monastero delle Donne Monache; primo impianto della Chiesa dell'Immacolata, riferibile al XIV-XV secolo, e successivi riattamenti fino al XVII secolo; Teatro di Maratea, riattato nel 1849 e crollato alla fine dell'Ottocento; Chiesa Madonna di Porto Salvo, forse risalente al 1846 e finita di ristrutturare nel 1950). In particolare, la Chiesa Madre ha un impianto risalente al XIII-XIV secolo, ma nel 1505 fu totalmente ricostruita; della stessa nel 1857 si constatò che si era spioncato un muro portante e nel terremoto del 1931 crollò il campanile. Altri monumenti del Centro Storico attestano la presenza di modeste deformazioni (es: Chiesa del Calvario del Quattrocento, Chiesa di S. Vito, risalente agli inizi di questo millennio), o sembrano del tutto privi di deformazioni (es: Chiesa dell'Annunziata; Chiesa dell'Addolorata). Dopo il terremoto del 1832 il centro abitato viene descritto dal reverendo Carmine Iannini... *come una Troia distrutta, con case che sono di niun valore ma costano assai, e siccome qualcuna è bisognosa di riattazione si finisce di demolire* (Iannini, 1985).

Mettendo insieme i dati storici, stratigrafici e quelli relativi alla storia degli edifici monumentali si potrebbe ipotizzare una parziale distruzione del Centro Storico tra il XIV ed il XVI secolo (1456 o 1556-1560?), accompagnata da un limitato cedimento franoso di origine sismica, con abbassamento parziale di circa 4,5 m, nella zona a valle della congiungente Rovita (il cui significato è sinonimo di rovinata, crollata) - Piazza Immacolata (la cui parte inferiore mostra un abside con finestre, oggi totalmente sepolto da materiali di risulta) (fig. 3). Tuttavia, il fenomeno di cedimento deve essere stato contenuto, in quanto alcuni edifici di età precedente a tale evento e posti in aree circostanti, non sembrano aver subito gravi danni (es: Chiesa Madonna degli Ulivi, sui rilievi del *sagging*; Chiesa di S. Vito, a monte del Centro Storico).

MOVIMENTI DEL SUOLO DAL 1983 E FENOMENI DEFORMATIVI

Il monitoraggio dei movimenti superficiali, avviato nel 1983, è stato recentemente integrato: a) da misure topografiche più recenti e relative a questi ultimi anni, b) da confronti con dati inclinometrici, c) da misure di confronto sulle quote dei capisaldi della livellazione IGM di III ordine del 1971, dislocati lungo la SS.18, d) da controlli su punti perfettamente quotati nei progetti d'impianto (del 1888) e di raddoppio (del 1955) della linea ferroviaria Na-

TABELLA 1 - Dati sulla sismicità storica di questo millennio in area lucana e nel Golfo di Policastro in relazione al numero stimato di abitanti, così come risulta dai vari censimenti (da Cernicchiaro & Perretti, 1992). Le notevoli contrazioni demografiche a Maratea avvenute tra il 1443 ed il 1521 e tra il 1648 ed il 1669 sono contemporanee alla ricostruzione di molti monumenti storici e potrebbero essere in relazione con un franamento indotto dall'attività sismica, riconosciuto nella parte bassa del Centro Storico, come mostrato in fig. 3.

TABLE 1 - Historical data on regional seismicity of the last millennium in relation with demographic data of Maratea village. The noticeable decreasing of population both between 1443 and 1521 and between 1648 and 1669, are contemporary with several monument reconstruction and could be in relation to the landslide find out in the historical centre.

Data	Epicentro	Intensità epicentrale MCS - località	Distanza da Maratea (km)	presunta intensità locale MCS>7	Zona sismo-genetica	Fonte	Abitanti marateoti *	Anno censimento
989	41.0N 15.1E	IX-X Irpinia	123NE		62	ING	950	1277
1273	40.4N 15.5E	IX Potenza	47NW	SI	63	ING	960	1320
5.12.1456	41.2N 14.4E	XI Italia c/mer	165NW	?	62	ING	2275	1443
31.07.1488	40.75N 14.17E	VIII Tirreno	157NW		56	GNDT	1940	1521
25.08.1550	41.1N 15.0E	VIII-IX Ariano Irp.	135NW		58	GNDT	1790	1532
19.08.1561	40.5N 15.5N	X Vallo di Diano	62NW	SI	63	GNDT	2085	1545
30.7.1627	41.4N 15.2E	X Gargano	159NW		61	ING	2820	1561
5.06.1688	41.3N 14.6E	XI Matese	172NW		58	GNDT	3210	1595
8.9.1694	40.5N 15.2E	XI Irpinia	70NW	SI	62	ING	3245	1629
14.3.1702	41.1N 14.9E	X Baronia	132NW		62	GNDT	3185	1648
29.11.1732	41.0N 15.1E	X Irpinia	122NW		62	GNDT	1370	1669
12.06.1794	41.0N 15.0E	VII M. Marano	125NW		62	GNDT	1660	1732
26.7.1805	41.5N 14.5E	X Matese	186NW		58	GNDT	3500	1735
1.02.1826	40.5N 15.6E	VII-VIII Tito	56NW		63	GNDT	3509	1753
2.01.1831	40.0N 15.8E	VIII Lagonegro	8NE	SI	63	GNDT	4045	1788
20.11.1836	40.1N 15.8E	VIII Lagonegro	14NE	SI	63	GNDT	4397	1822
14.8.1851	40.9N 15.7E	X Vulture	100N		62	GNDT	7105	1860
4.9.1853	40.8N 15.2E	X Valle del Sele	96NW		63	GNDT	7105	1860
16.12.1857	40.3N 15.8E	XI Basilicata	34NE	SI	63	GNDT	5603	1901
6.8.1858	40.7N 15.5E	VII Ricigliano	79NW		63	GNDT		
25.1.1893	40.5N 15.4E	VII Auletta	50NW		63	GNDT		
28.5.1894	40.0N 16.1E	VII Pollino	34E		64	GNDT		
19.7.1895	40.4N 15.7E	VI Brienza	44N		63	GNDT		
10.02.1899	40.5N 15.7E	VI Polla	55N		63	GNDT		
29.6.1905	40.5N 15.6E	VI-VII Brienza	56NW		63	GNDT		
2.7.1906	40.3N 16.0E	VI Montemurro	42NE		63	GNDT		
3.12.1909	40.8N 15.4E	VI Castelgrande	92NW		63	GNDT		
28.5.1910	40.2N 16.6E	VI S. Martino	80NE		63	GNDT		
7.06.1910	40.9N 15.3E	IX Calitri	104NW		63	GNDT		
13.10.1917	40.2N 16.0E	VI Castels.ceno	34NE		63	GNDT		
3.7.1934	40.2N 16.0E	VI S.Martino	34NE		63	GNDT		
19.10.1957	40.5N 15.7E	VI Brienza	55N		63	GNDT		
21.08.1962	41.2N 15.0E	IX Sannio	144NW		58	GNDT		
13.2.1963	40.5N 15.7E	VII Tito	55N		63	GNDT		
29.11.1971	40.4N 15.8E	VI Marsico	45NE		63	GNDT		
23.11.1980	40.5N 15.2E	X Irpinia-Basil.	70NW		62-63	ING		
21.3.1982	40.0N 15.4E	VII-VIII G. Pol. str	26W	SI		ING		

* Ricostruita sulla base dei nuclei familiari (popolazione focadica).

poli-Reggio Calabria, e) da osservazioni su spostamenti a carattere locale.

a) Le misure distanziometriche annuali su capisaldi posti nella direzione dei massimi gradienti topografici, evidenziano la presenza di sostenuti movimenti solo nella zona relativa al settore D, a denotare una mobilitazione complessiva di quest'area. Movimenti di entità minore si osservano, a tratti, nella parte più bassa del settore C; pochi i dati rilevati sui settori E1-E4 per difficoltà di rilievo; assolutamente assenti i movimenti nei settori A e B. In particolare, gli spostamenti misurati nel settore D, rilevati in contemporaneo dalla stazione di Madonna degli Ulivi con partenza e chiusura su due punti rivelatisi stabili (reper n. 9 e n.16, dislocati, rispettivamente, a sud sull'horst calcareo

su cui si trova il Cristo e a nord nella piazzetta-belvedere del blocco calcareo di Madonna dell'Addolorata) evidenziano un progressivo e costante aumento degli spostamenti, con velocità media di 2-3 cm/anno (figg. 6a e 6b). Analoghi spostamenti si ottengono per misure effettuate dalla stazione posta nel punto n. 16 (Croce di Madonna dell'Addolorata) su capisaldi dello stesso settore (fig. 4). Un complessivo rallentamento sembra delinearsi tra il 1993 ed il 1995; in quest'ultimo periodo in taluni capisaldi la sovrapposizione di un errore casuale ha simulato un illogico arretramento.

b) Un confronto tra gli spostamenti orizzontali in superficie ricavati con elaborazioni da fondo foro di prospezioni inclinometriche vicino la Chiesa Madre di Maratea

FIG. 3 - Superficie di rottura riferibile ad un evento franoso presumibilmente connesso con la sismicità della metà di questo millennio. In basso: profilo geologico del Centro Storico di Maratea passante per Chiesa Immacolata; in alto, sezione della stessa chiesa mostrante un catino absidale con finestre, oggi sepolto (databile al XIII-XIV sec). In legenda: 1 = materiale di riporto e detriti limo-argillosi; 2 = coperture argillose nerastre; 3 = coperture limo-sabbiose rossastre; 4 = detriti grossolani; 5 = Calcarei dell'Unità di Verbicaro; 6 = Crete Nere; s = sondaggio; A-A' = traccia del profilo.

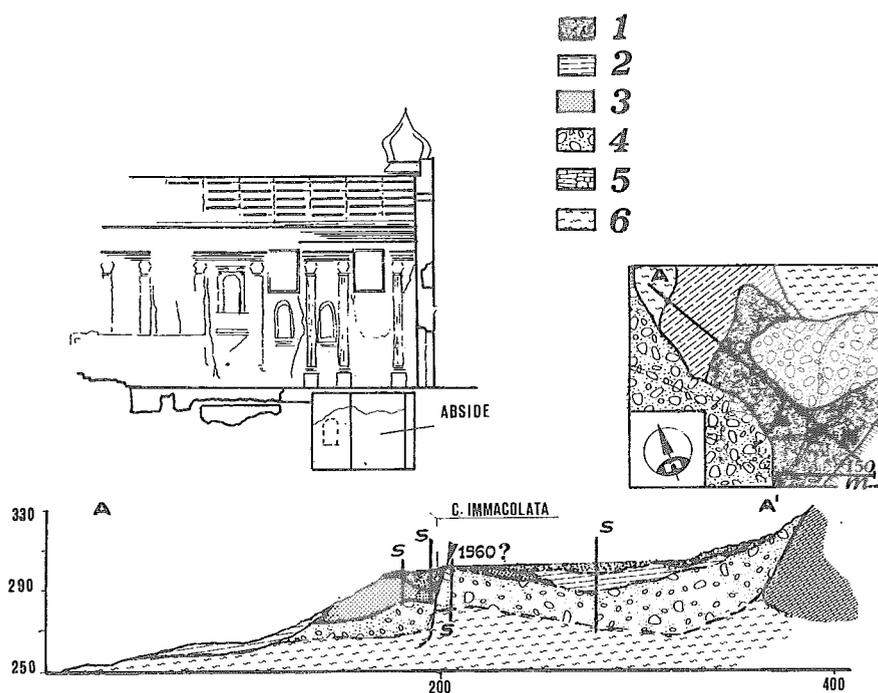


FIG. 3 - Sliding surface detected in the sounding of Maratea village (D-Zone), presumably connected with the seismicity of this millennium. On the base: geological profile across the village with the hypothesized sliding date. On the top: section of S. Immacolata Church showing the buried apsis (dated back to XIII-XIV sec), recently discovered under the actual church (dated back to XVI-XVII sec).

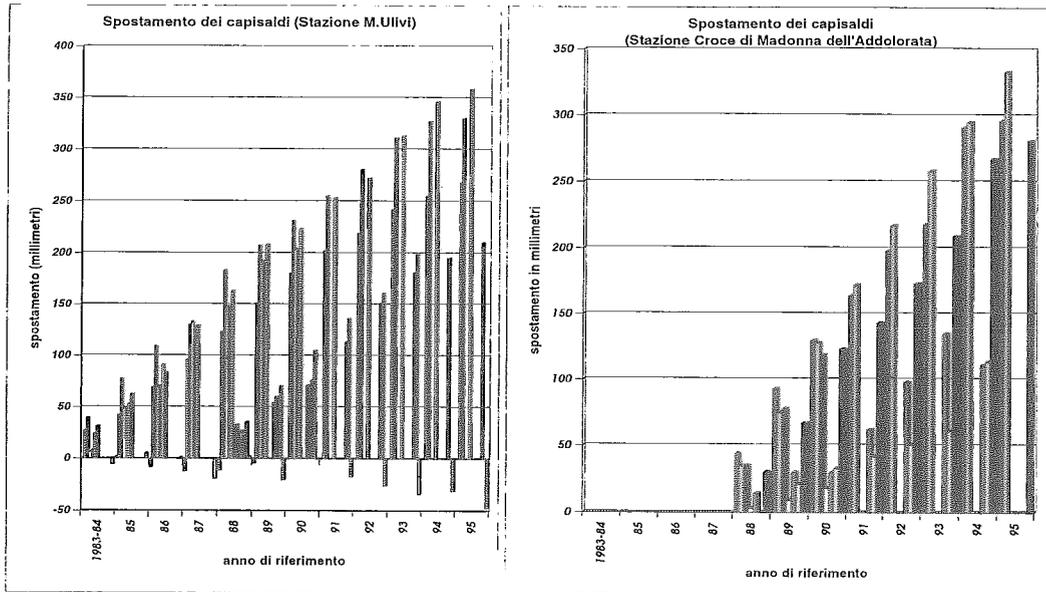
(nel settore D) e quelli misurati topograficamente nei vicini capisaldi n. 10 e 11 dal 1992 al 1996, indicherebbe l'esistenza di differenze tra i due gruppi di dati, con valori rispettivamente di 0,6-1 cm/anno e 0,9-3,8 cm/anno, fig. 5a. Tali differenze potrebbero accreditare l'ipotesi di deformazioni profonde, con spostamento del fondo foro inclinometrico. Mentre, un analogo confronto eseguito nel settore E4 tra spostamenti inclinometrici e topografici rilevati al muro d'ala della galleria FFSS «Maratea» fornisce, ma in un intervallo di tempo differito, differenze minime; anche in questo caso, tuttavia si osserva che tra il 1983 ed il 1985 gli spostamenti ottenuti dalle misure topografiche (intesi come media complessiva e relativa ad un intervallo temporale più ampio di quello relativo alle osservazioni inclinometriche) risultano di poco più elevati (figg. 7b e 7c). Tale differenza si annulla se si considera tutto l'intervallo di misura, che va dal 1982 al 1986. Vista l'esiguità dei dati, i diversi intervalli temporali di analisi e le diverse metodologie impiegate non ci sentiamo di trarre considerazioni conclusive nel merito; evidenziamo, piuttosto, l'importanza di tali differenze nella prova di eventuali movimenti profondi, sia che essi siano di origine gravitativa o tettonica.

c) L'analisi delle variazioni in quota dei capisaldi della livellazione IGM interni alla valle rispetto a quelli esterni (mediante poligonale chiusa ed errore compensato di 1 cm) e dislocati lungo la strada SS18 evidenzia l'assenza di movimenti significativi lungo la dorsale di breccie che dall'incrocio di Maratea va fino al bivio della stazione (capisaldi n. 96/166 e 95/166), ma nel contempo l'abbassamento di quota di circa 12 cm in 24 anni (0,5 cm/anno) del caposaldo n. 97/166, in corrispondenza della lineazione tettonica trascorrente del margine destro della valle, vicino al

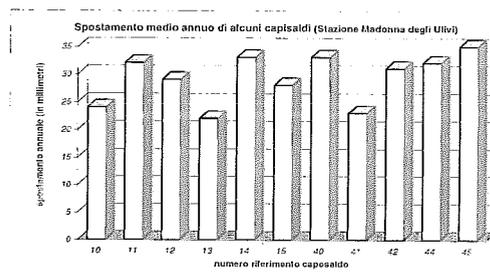
Ponte Vibona. Non è noto cosa succeda nella fascia intermedia, dove non vi sono capisaldi IGM e lungo la quale si osserva qualche lesione ai fabbricati.

d) Analoghe ma meno attendibili verifiche, considerato l'assettamento dei rilevati, sono state eseguite sul tracciato ferroviario. La linea ferroviaria alla data del suo impianto (1888) nel tratto attraversante la valle di Maratea correva in orizzontale (a quota 88 m slm), fino al ponte del T. Fiumicello. Con il raddoppio del tracciato nel 1955 furono costruiti nuovi tratti in galleria, con i relativi muri d'ala, e fu in gran parte rifatto il piano d'imposta del tracciato (riquotato a 88,18 m slm; sempre in orizzontale), mentre rimasero in disuso le antiche gallerie ed i binari del primo impianto. Le misure eseguite hanno riguardato il controllo dell'orizzontalità di lunghi tratti di binari relativi al primo impianto e alle successive modifiche, le differenze di quota tra gli imbocchi delle due gallerie, a sud (Galleria Maratea) e a nord della stazione (Galleria Profitti), la rotazione dell'antico casello, gli spostamenti del muro d'ala della galleria Maratea e del limitrofo muro di sostegno (figg. 7a e 7b). I risultati ottenuti (fig. 6) mostrano che le differenze di quota tra gli imbocchi delle due gallerie sono molto contenute; le differenze di quota misurate lungo la linea e relative a punti del raddoppio sono dell'ordine di grandezza di quelle ottenute con confronti su elementi relativi al primo impianto, a testimonianza di una attività deformativa relativamente recente. I movimenti più consistenti si concentrano in una fascia di 20 m circa, in prossimità dell'antico casello (quest'ultimo mostra una forte rotazione con un abbassamento relativo tra gli spigoli di 0,6-0,7 m); in questa fascia la gran parte dei movimenti si è verificata dopo il 1955, come già osservato, ed in particolare dopo il 1972-76. Le deformazioni

4a



4b



Dati pluviometrici della stazione di Maratea dal 1886 al 1994

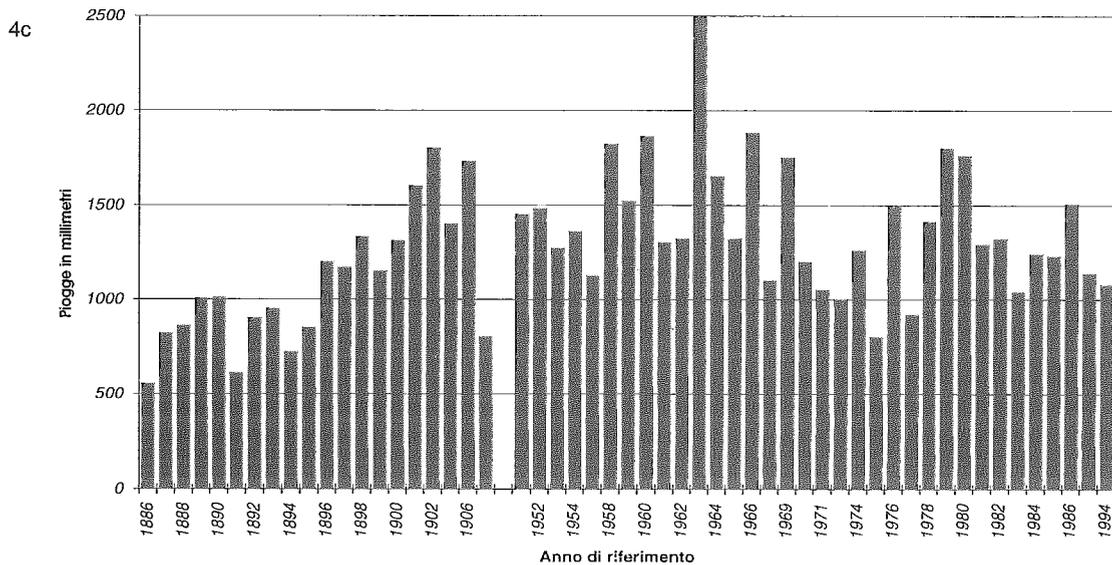
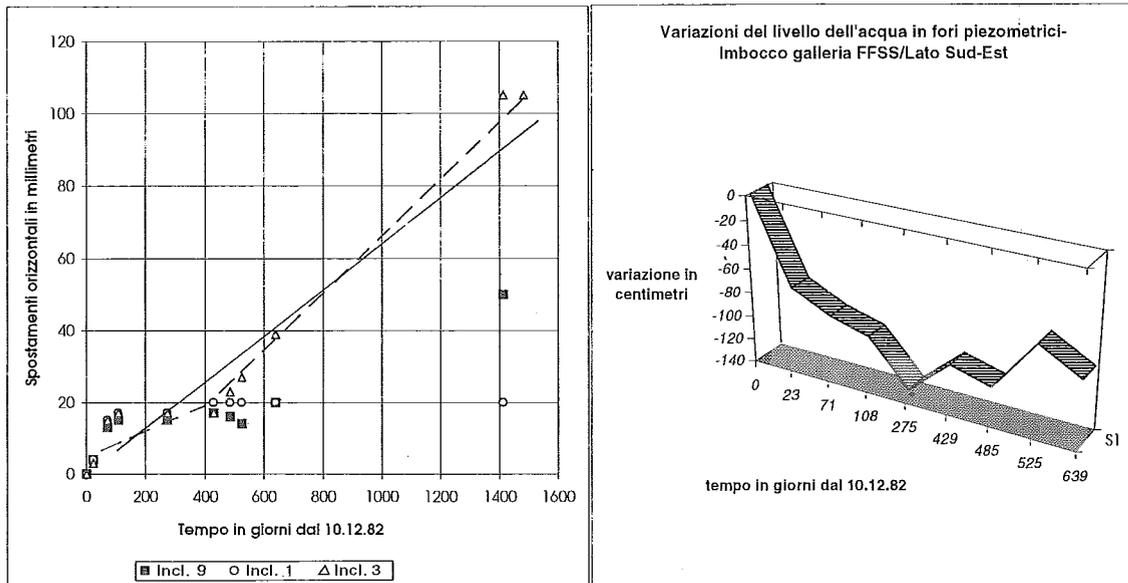


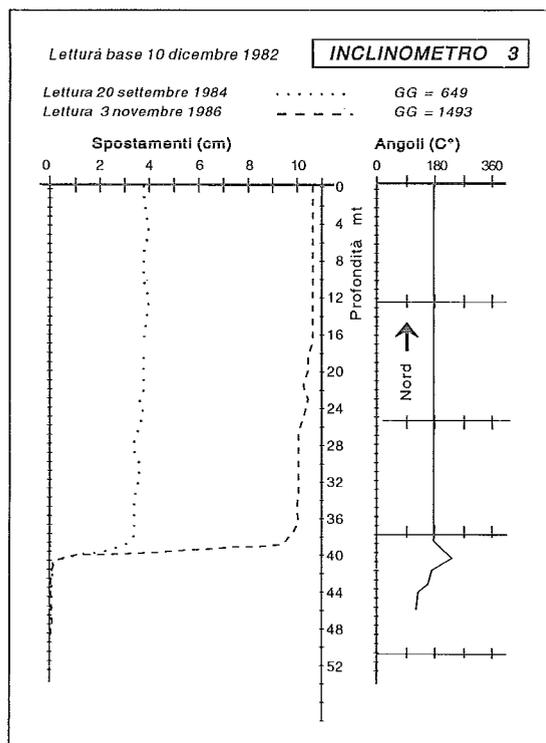
FIG. 4 - Dati sui movimenti misurati nella parte centrale della valle (settore D in figura 1) in rapporto alla piovosità storica dell'area. Fig. 4a: entità dei movimenti pluriannuali misurati da due diverse stazioni). Fig. 4b: spostamenti medi/annui di alcuni capisaldi del settore D calcolati su un intervallo di dodici anni. Fig. 4c: piovosità storica (dal 1886) della Valle di Maratea.

FIG. 4 - Ground displacements (D-Zone) and rainfall of last century at Maratea valley. 4a: gauge point annual displacements detected from two different stations (M. Ulivi and M. Addolorata), showing a quasi linear increasing; 4b: annual mean displacement for some of the detected gauge points, showing similar amount (2-3 cm/year); 4c: rainfall in the area.

5b



5c



5a

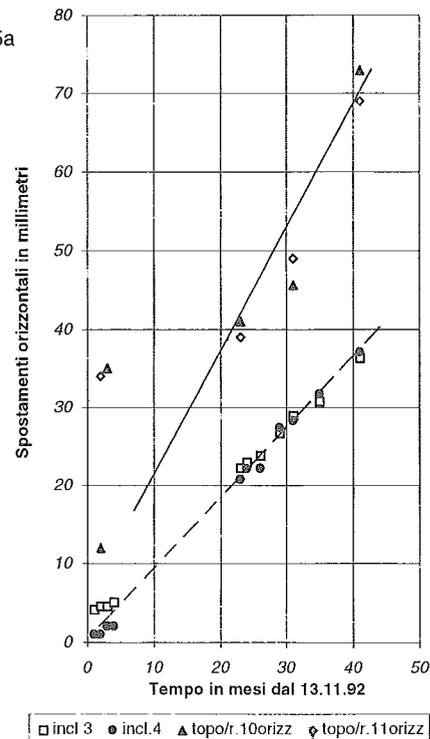


FIG. 5 - Confronto tra spostamenti orizzontali misurati con sistemi topografici ed analoghi spostamenti, per elaborazione da fondo foro e computati alla superficie, ottenuti da misure inclinometriche in siti relativamente vicini; la differenza dei valori potrebbe provare l'esistenza di movimenti più profondi. Fig. 5a: spostamenti nel tempo (50 mesi dal 13.11.92) rilevati nel centro storico, vicino alla Chiesa Madre (settore-D), mostranti valori più elevati per i dati topografici (linea continua). Fig. 5b: spostamenti misurati vicino all'imbocco ferroviario della Galleria «Maratea»; settore E-4) e relativi ad un differente intervallo di tempo (1600 giorni dal 10.12.82), che mostrano valori ed andamenti similari (la linea continua è riferita ai dati topografici mediati nell'intervallo di osservazione). Fig. 5c: Deformate del tubo inclinometrico n. 3 (ubicazione in fig. 6), relative al 1984 ed al 1986 (lettura di riferimento nel 1982), in cui si nota un netto piano di scorrimento a circa 40m di profondità.

FIG. 5 - Comparison between displacement data detected on gauge points located on surface (by topographical methods) near instrumented holes and inside these last (by inclinometric soundings and computed at the earth surface starting from their base, supposed fixed); the difference could prove deepest movements. 5a: displacements (mm) in the time (50 months from 13.11.92) detected in the historical centre (near the main church; D-Zone) and showing highest values in topographic data (unbroken line). 5b: displacements (mm) detected in another site (near the railway line; E-4-zone) and related to a different time interval (1600 days from 10.12.82), showing similar trends between topographical (unbroken line) and inclinometric data (broken line), scarcely influenced by water level variations (cm) (on the right hand of the picture). 5c: Inclinometric deformations on the hole n. 3 of fig. 6 (near the railway line), showing a sliding surface (40 m deep).

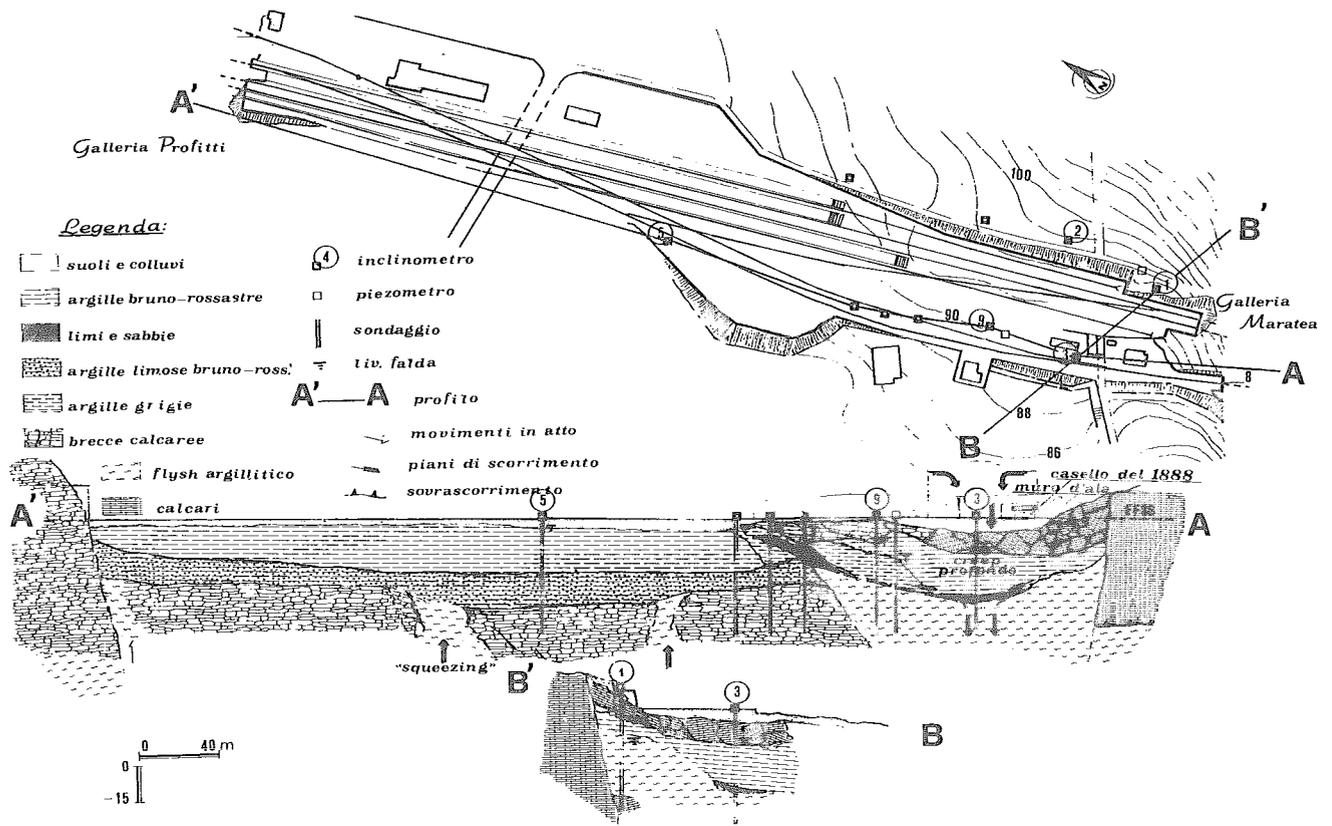


FIG. 6 - Profilo stratigrafico, strumentazione del sito lungo la linea ferroviaria attraversante la valle e dati sugli spostamenti rilevati (misurati in riferimento alla linea orizzontale passante per l'imbocco della galleria, sul fianco sinistro e stabile della valle). Fig. 6a: stratigrafia e strumentazione del sito. Fig. 6 b: valori di spostamento ottenuti per confronto di misure attuali con antichi dati progettuali o costruttivi del 1888 (data d'impianto del primo tracciato) e del 1955-80 (data del raddoppio di linea e di alcuni lavori di ripristino). La somiglianza delle due serie di valori conferma che i movimenti registrati sono in gran parte da riferire agli ultimi decenni.

FIG. 6 - Geological profile and field instrumentation along the railway line (at the top) and displacements data (cm) of the railway line (at the base). The displacements have been measured in respect to the horizontal line starting from the stable tunnel mouth (the railway line was constructed horizontal both at the beginning -in the 1888 and at the moment of its enlargement, in the 1955 and at following works dated to 1955-80). The railway line crossing the valley and the central tunnel (Galleria Profitti) show deformation and displacements from original position. The arrows (on both pictures) indicate recognised movement direction. Note the observed squeezing of shale, the develop of highest deformations along a short stretch (20-40 m; near the Galleria Maratea entrance and on the left flank of the valley), and the detected shear plain under the inclinometric tube n° 3 (40 m deep) rapidly passing to creep phenomena. The two displacement value series (data in bold face type are related to structural point of first settlement, in 1888) shows little differences, testifying the relatively recent acceleration (in the last decades).

lungo la fascia denotano la presenza di un *creep* crescente, che si immerge sempre più rapidamente verso un piano orientato in direzione nord-sud (figg. 6, 7a, 7b, 7c).

e) Altri dati riferibili a casi eclatanti per spostamenti relativi tra strutture diverse o tra strutture e suolo, sono rappresentati: dal sollevamento per *squeezing* di un edificio del porto (dove sono state applicate delle giunture mobili in acciaio tra il terreno e gli elementi aggettanti di passag-

gio alla struttura), pari a circa 0,5 cm/anno (valore medio su quindici anni); dalla rotazione, conseguente alla traslazione verso valle delle fondazioni, della canna fumaria della fabbrica di tessuti Intesa in località S. Venere, alta 20 m, costruita nel 1954 ed abbattuta nel 1976, che si era spionbata di 12 cm in tre anni; da un ricorrente riallineamento verso monte della linea ferroviaria ai margini della valle, imputabile a spostamenti di circa 2 cm/anno, ben docu-

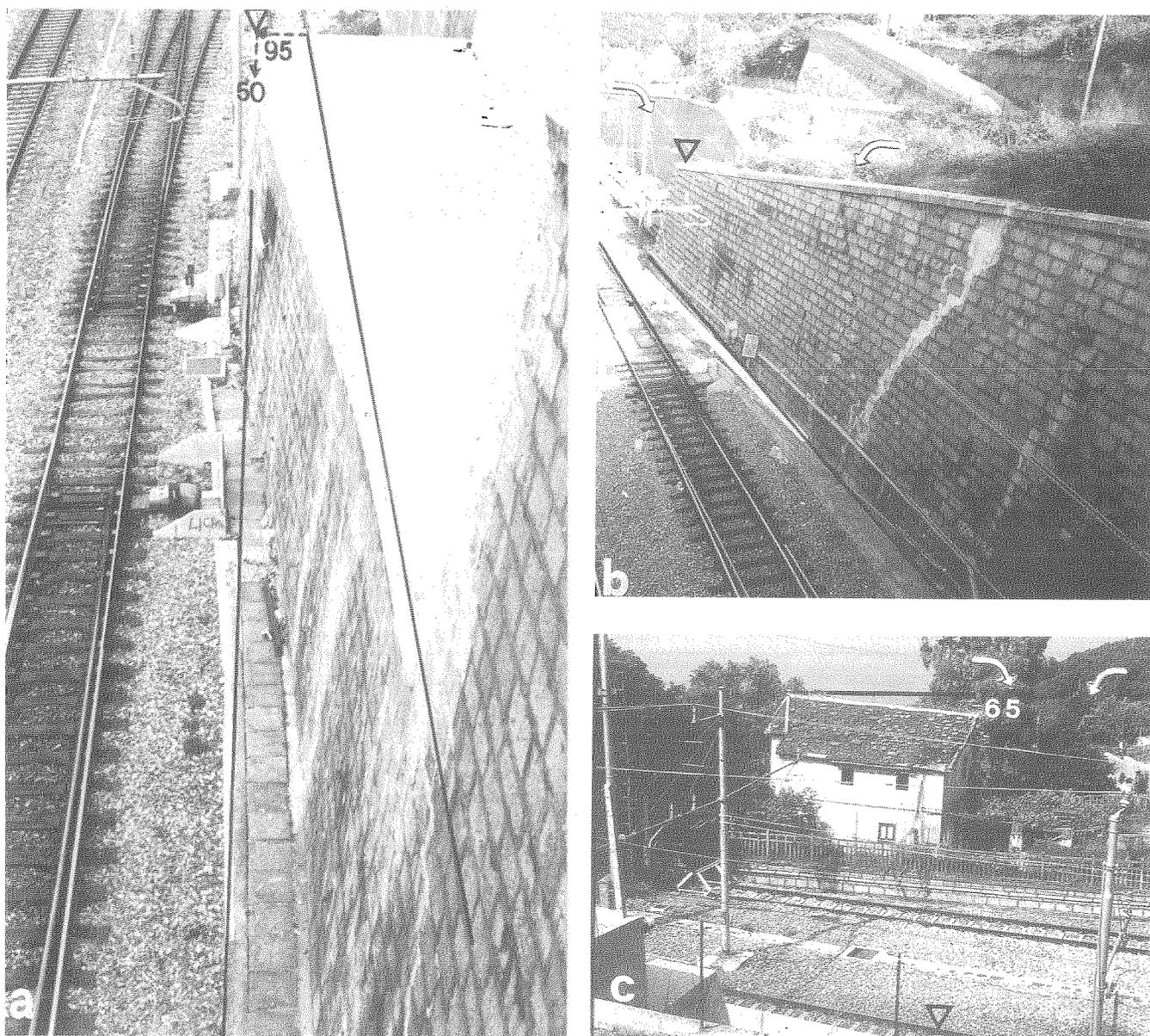


FIG. 7 - Spostamenti all'imbocco della Galleria Maratea (in bianco le linee riferibili alla posizione di antichi elementi costruttivi; in nero le situazioni primitive o rimaste invariate). Fig. 7a: muro d'ala della galleria (i valori indicano lo spostamento in centimetri, in gran parte successivi al 1980). Fig. 7b: lo stesso muro d'ala nel 1985, poco prima di essere ripristinato e mostrante già qualche deformazione. Fig. 7c: rotazione dell'antico casello (costruito nel 1888) e sottostante al muro d'ala prima descritto, sviluppatasi soprattutto dopo il 1973-76.

FIG. 7 - Pictures showing the displacements along the railway line (near the Galleria Maratea entrance in fig. 6). 7a: amount of displacements of a wall from its original position (the relative construction dated back to 1955). 7b: the same wall in the 1985 (before reparation), almost in line and showing little deformation. 7c: the 1888 old station (casello in fig. 6) showing a relative lowering of a corner (65 cm) that was developed after the 1973-76; previous little deformations are testified by tie-bolts were inserted in the first half of this century.

mentari a partire dal 1972, ma sicuramente preesistenti e con minore frequenza, in base alle testimonianze dirette degli addetti alla manutenzione, almeno dal 1950, e infine da slittamenti relativi tra diverse strutture, valutabili in 1cm/anno (valori medi su 15 anni), in località Coperativa Turritta.

IL DISSESTO SULL'EDIFICATO

Lo studio della distribuzione del dissesto degli edifici è stato condotto in maniera sistematica sul territorio, mediante schedatura e informatizzazione dei dati, considerando la tipologia delle lesioni e la loro eventuale datazione. I dati così ottenuti forniscono un ulteriore contributo nella comprensione dei processi deformativi. Alcune situazioni, in particolare, ci sembrano alquanto eloquenti nella ricostruzione della loro evoluzione, con informazioni relative ad un arco di tempo che abbraccia gran parte di questo secolo e, quindi, un intervallo di tempo più ampio di quello relativo alle misure topografiche dei movimenti del suolo.

Dai dati raccolti, ancora in fase di studio, emerge chiaramente che in alcune aree si è verificato un incremento delle deformazioni negli ultimi decenni. Tale incremento sembrerebbe aver interessato la valle in modo differenziato; il suo recente sviluppo viene confermato dalle osservazioni condotte, mediante fessurimetri Eurogard su lesioni del Centro Storico (fig. 8). La Chiesa Madre, localizzata in una zona che presenta i segni di antiche deformazioni, è stata gravemente danneggiata dai terremoti del 1831 e del 1857; fu conseguentemente soggetta a diversi interventi di ripristino, di cui gli ultimi completati nel 1910. Nell'Agosto del 1976 essa subì la rottura di un tirante (associata ad un gran botto), cui seguirono interventi di ristrutturazione ed il rifacimento delle facciate. Negli ultimi cinque anni i nuovi intonaci si sono vistosamente lesionati ed alcuni edifici vicini presentano nuove fratture, anche su facciate che ne erano esenti fino al 1988.

La parte centrale dell'abitato, tra piazza Buraglia e Piazza Mercato, pur mostrando, a tratti, segni di antiche deformazioni, non sembra che stia subendo un aumento dello stato tensionale.

A partire dall'estremità orientale di Piazza Immacolata, per Via Mandarini e fino ai Cappuccini, l'abitato, sempre soggetto a lesioni, registra un notevole incremento delle stesse e dello stato tensionale. In alcuni edifici, secondo testimonianze dirette dei relativi proprietari, le torsioni ed il quadro fessurativo hanno assunto negli ultimi dieci anni connotazioni mai così gravi. Le deformazioni si estendono oltre i Cappuccini, fino alle Cooperative Turritta di recente costruzione, mentre sono meno evidenti alla base dei pendii, tra Via del Molo Piccolo e la Chiesa del Rosario. Un incremento evidente dello stato tensionale si nota in un ampio tratto di territorio che da Sorgimpiano va fino al macello comunale.

Più a valle, vicino all'incrocio di Ondavo, alcuni proprietari lamentano la comparsa di lesioni sugli edifici negli ultimi dieci anni, con aumento dopo il 1990. Nella zona dell'ospedale deformazioni di vecchia data sono osservabili

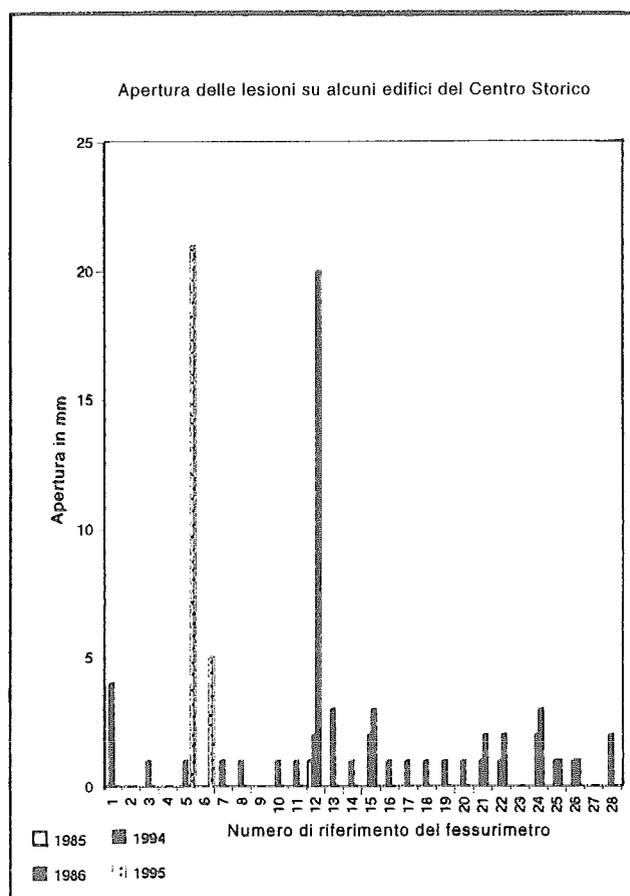


FIG. 8 - Dati sull'apertura delle lesioni nel Centro Storico di Maratea. Si notano situazioni molto differenziate, con una parziale ripresa dei movimenti dopo il 1986. La limitata apertura delle lesioni denota il comportamento relativamente più rigido dei fabbricati in rapporto alla deformazione, lenta e plastica, dei terreni argillitici.

FIG. 8 - Fracture opening (mm) measured by 28 crack-gauges inserted in the Maratea village buildings in the last then years. The detected values are very low except in some gauges and after 94 (n. 5 and 12) testifying an adjustment of rigid structures (buildings) to plastic and slowly movements (clayey masses).

su antichi edifici. In quest'area, così come in molte altre parti della valle, è difficile dire se vi sia stato un incremento recente delle tensioni, in quanto molti edifici sono di recente costruzione e vecchie e nuove situazioni deformative si assommano in modo del tutto casuale e di difficile lettura. Ad esempio, nella parte centrale della valle, in località Campo Mulini, sono presenti edifici risalenti al XVII secolo quasi del tutto indenni, mentre, poco distante ed in prossimità della strada provinciale, molti edifici antichi ed un complesso di cooperative risalente al 1980 presentano numerose lesioni. In località Profitti, il complesso La Carrubina mostra ampie deformazioni sin dalla sua edificazione.

Il nuovo casello FFSS, ubicato tra la stazione di Maratea e la Galleria Profitti e risalente al 1955, mostra gravi lesioni a partire dagli ultimi cinque anni, mentre nell'antico casello vicino all'imbocco della galleria sud, a detta delle

persone che vi hanno vissuto dal 1933 al 1980 (data dell'ordinanza di sgombero delle FFSS dettata dal timore di un cedimento della struttura), le deformazioni erano quasi inesistenti, anche se in realtà testimoniate dalla presenza di tiranti, la cui applicazione è antecedente al 1933. Un graduale ma notevole incremento delle deformazioni «a cui sono riferibili tutti i danni oggi osservabili» si è manifestato a partire dal 1973-78. In località Marina di Fiumicello, la curva a gomito della strada comunale, gli edifici della ex Scuola Alberghiera ed altre strutture poste in prossimità della faglia trascorrente, sembrerebbero essere stati interessati da deformazioni sin dalle loro edificazioni, risalenti in parte al 1950-60, in parte al 1930.

Nel complesso le deformazioni si distribuiscono nelle zone dove le formazioni argillitiche sono sub-affioranti o dove le coltri detritiche assumono spessori inferiori a 50 m; il loro andamento sul territorio appare svincolato dalle fasce in movimento e dipendente da fattori locali. All'apparenza non sembrerebbe esserci alcuna relazione tra strutture edificatorie, deformazioni e movimenti del suolo. Tuttavia, è stato osservato che nelle aree soggette a movimenti: a) le strutture incassate o corredate da strutture profonde (ad es. palificazioni) rispondono peggio di quelle superficiali; b) che, in qualche caso, anche modeste costruzioni, con fondazioni in c.a. a travi rovesce, costruite su morfologie pianeggianti e sulle brecce calcaree hanno manifestato repentine lesioni; c) che le opere di irrigidimento superficiali su strutture tradizionali in pietra e mattoni (ad es. tiranti) hanno dato un efficace contributo alla stabilità. In generale, se si escludono i casi più vistosi, gli spostamenti osservati in superficie tra elementi strutturali diversi o tra terreno e suolo, sono moltissimi, anche se di entità appena apprezzabile, e tali da rendere inimmaginabili l'entità dei movimenti misurati topograficamente nella parte centrale della valle in questi ultimi dieci anni. Un aspetto, quest'ultimo, che potrebbe trovare spiegazione considerando la natura plastica e lenta dei fenomeni gravitativi.

CONSIDERAZIONI SULLA STABILITÀ

La valutazione degli elementi raccolti consente di avere un quadro complessivo, abbastanza dettagliato se riferito a questo secolo, dell'evoluzione dei fenomeni d'instabilità della valle di Maratea. In particolare, le informazioni storiche e l'osservazione degli edifici monumentali più antichi hanno consentito di estendere tale quadro, anche se molto più impreciso e lacunoso, a parte di questo millennio. I dati geologici e geomorfologici raccolti completano l'informazione e consentono di individuare aree a diversa stabilità, cui si associano adeguati scenari evolutivi che, nella logica di una necessaria convivenza, dovrebbero orientare l'attività umana a consoni comportamenti di difesa. Una ricostruzione del quadro di instabilità della valle, pertanto, non può che partire da tali osservazioni, considerando in modo prioritario quei fattori che risultano più indicativi ed in particolare, la reologia dei processi deformativi e di rottura franosa, l'assetto stratigrafico, la profondità e giacitura delle coltri detritiche e i precedenti fenomeni di instabilità.

I fenomeni gravitativi veloci e distruttivi del tipo *sagging* e *sudden spreading failure* (settori A e B) si sono mobilitati in fasi precedenti allo sviluppo degli insediamenti umani nella valle. Considerando la morfologia della scarpa principale si può pensare che il movimento delle masse, sebbene con spostamenti limitati a qualche centinaio di metri nelle aree più dislocate dei settori A e B, sia avvenuto su due direttrici separate, una lungo l'asse centrale di Piano Campo e l'altra lungo la direttrice dei *sagging*. È probabile che il fenomeno franoso, strutturalmente predisposto da piani di faglia ai lati e da contatti a franapoggio con le argilliti alla base, si sia mobilitato per scuotimento sismico di tutto il *pull apart* che lo sorregge, con un livello di base assoluto più basso dell'attuale e con limitatissima ingressione delle masse a mare. La mobilitazione veloce potrebbe essere stata favorita dalla presenza di un livello fluidificabile, presente alla base dell'Unità di Verbicario; infatti essa è sovrascorsa sulle argilliti determinando uno spesso pseudosabbione, equigranulare e a grana fine, che è sede di acquifero. Tali unità risultano inattive da lungo tempo e la loro eventuale rimobilizzazione è legata alla possibilità di eventi sismici di intensità superiore a quelli storicamente documentati. Presumibilmente il crescente peso delle masse detritiche, profondamente incassate nel substrato, potrebbe aver svolto nel tempo un progressivo ruolo stabilizzante. Gli insediamenti abitativi più antichi di quest'area, anche se relativi al secolo scorso, sono abbastanza ben conservati e riteniamo che l'edificazione su di essa non necessiti di particolari attenzioni.

La zona alle spalle del Centro Storico verso i monti di Maratea, dove esiste una forte pendenza dei versanti, presenta una serie di grandi blocchi in bilico sull'abitato. L'assenza di documentazione storica su crolli devastanti dai versanti prospicienti l'abitato potrebbe indurre una certa tranquillità. Tuttavia, il pericolo esiste e può manifestarsi in qualsiasi momento, anche a seguito dei processi di destabilizzazione connessi a piogge intense e concentrate che di eventi sismici; proprio recentemente un macigno è crollato sulla strada statale che margina l'abitato all'altezza di località Pietra del Sole.

La zona più interna alla valle (versanti immediatamente a sud di località Curzo) presenta fenomeni di *creep* e di deformazione plastica, che indicano stati tensionali relativamente recenti su coltri detritiche poco spesse e con piano di contatto sulle argilliti discretamente inclinato (20-25 metri; 20°). Su queste aree, soggette a recente urbanizzazione, occorre evitare l'indiretta alimentazione antropica della falda acquifera.

La zona centrale della valle (settore C) presenta situazioni stratigrafiche e fenomeni gravitativi analoghi, ma con piani di contatto meno profondi ed inclinati (< di 20 m; <15°); le falde, generalmente diverse e a carattere discontinuo, mostrano in taluni casi una intensa alimentazione sotterranea dai detriti pedemontani. A ridosso delle unità calcaree, presumibilmente in sprofondamento, si osservano fenomeni di *squeezing* delle argilliti di base, che possono trovare spiegazione sia in processi puramente gravitativi che conseguenti a *stress* tettonici. I fenomeni plastico gravitativi, in situazioni particolarmente destabilizzanti (piog-

ge o sismi), possono trasformarsi in rotture veloci, per cui l'attività umana deve essere ispirata alle precedenti considerazioni.

Le due fasce, larghe 20-50 m e lunghe 600 m, che bordano i fianchi inferiori della valle (settori E1 ed E4) dall'altezza della ferrovia a mare, presentano fenomeni di deformazione plastica dipendenti da strutture e stati tensionali più profondi. I fenomeni deformativi presentano carattere discontinuo e localizzato; in alcune aree tendono a passare a scorrimenti traslazionali veri e propri, con piani di scivolamento localizzati nelle argilliti di base, generalmente poco profonde (<15-30 m). Tale dipendenza si esplica con sviluppi deformativi che vengono esaltati dalle masse superficiali più instabili ed in condizioni idrogeologiche più sfavorevoli. In particolare, la fascia E4 si interrompe poco a monte della ferrovia, alla base di un costone di consistenti breccie (almeno 100 m di spessore), la cui attività si è manifestata soprattutto a partire da qualche anno prima del sisma del 1982, mentre la fascia E1 va presumibilmente molto oltre il tracciato ferroviario, in quanto collegata alla faglia trascorrente ivi segnalata, ed è attiva almeno dalla prima metà di questo secolo. Fenomeni di sprofondamento delle masse calcaree associati a contermini fenomeni di *squeezing* a carico delle argilliti si osservano nella zona del porto (E4). I movimenti di queste fasce sono rappresentati da vettori a componente prevalentemente orizzontale (30° in direzione nord-sud). Lungo dette fasce si determinano molteplici situazioni di potenziale instabilità gravitativa, documentata da antiche fenomenologie franose. Una scarsa attenzione al drenaggio superficiale o il consistente convogliamento di acque su siti precari potrebbe determinare fenomeni franosi distruttivi, anche se di limitate dimensioni.

2) Tra queste due fasce si localizzano alcuni scoscendimenti franosi di epoca storica (frana di Mare Morto e frane minori sotto Capo La Timpa). Numerose deformazioni a carattere sparso ed in parte plastico-gravitativo, a testimonianza di uno stato tensionale diffuso, si rinvennero soprattutto nel settore E2 dove, ad esempio, si è ulteriormente lesionato un muro portante della torre Rivetti. Nel settore E3, laddove affiorano consistenti breccie, le deformazioni sono limitate alle aree marginali; ad esempio, a ridosso della fascia costiera numerose case presentano lesioni ed è visibilmente deformato il manto stradale.

3) La vasta conca che dal Centro Storico, bordando due lineazioni tettoniche, giunge fino alla parte centrale della valle mostra sostenuti e progressivi movimenti (con valori medi 2-3 cm/anno nel periodo 1983-1995), i quali sembrano apparentemente ininfluenzati dal regime pluviometrico (fig. 4) e da quello idrogeologico (fig. 5b). Qui, come altrove, la conoscenza dei movimenti in profondità è carente; tuttavia, considerando i risultati delle prospezioni inclinometriche disponibili e la cinematica dei movimenti del suolo in questo ultimo decennio, riteniamo che il fenomeno di instabilità in atto sia rappresentato prevalentemente da un movimento traslazionale e plastico-gravitativo delle argilliti del substrato, le quali sono sature ed interessate da un sistema discontinuo di falde

acquifere, incanalato nelle aree più depresse del substrato stesso, spesso coincidente con le discontinuità strutturali. Detti movimenti assumono le caratteristiche proprie di un *creep* relativamente profondo (30-50 m), che si localizza nella parte superiore delle formazioni argillitiche. Esso tende a passare, nelle aree più instabili, verso fenomeni traslazionali caratterizzati da piani di scorrimento in atto che si chiudono dopo limitato sviluppo. È in condizioni di stabilità particolarmente sfavorevoli (per piogge prolungate o per fenomeni sismotettonici particolarmente intensi) che detti piani possono estendersi, con passaggio a fenomeni franosi veri e propri. Dalle stratigrafie dei sondaggi si nota che le argilliti tendono frequentemente a staccarsi in sottili lembi che sovrascorrono sui depositi più recenti (sono state osservate coltri dislocate di appena 3-4 m di spessore). I movimenti del suolo mantengono nel tempo velocità simili ed entità localmente poco differenziate, in rapporto al grado di saturazione, alla pressione interstiziale e allo spessore delle coltri detritiche sovrastanti. Nelle fasce di passaggio alle zone stabili i fenomeni tensionali sono più intensi, per cui si individuano un quadro fessurativo più esteso e piani di scorrimento ben delineati, ma a sviluppo limitato. All'interno di questa area sono stati individuati limitati fenomeni a rottura veloce, ascrivibili a scorrimenti traslazionali, avvenuti tra la metà e la fine del secolo scorso. Analoghi fenomeni sono stati ipotizzati per la presunta distruzione del Centro Storico, tra il XIV ed il XVI secolo. Ai margini delle masse calcaree (ai margini settentrionali del Centro Storico e nelle cooperative edilizie vicino al vecchio Campo Sportivo) si osservano, a tratti, rigonfiamenti e rotazioni, ascrivibili a fenomeni di *squeezing*. L'area più instabile è quella che da Via dei Mandarini va fino ai Cappuccini, la quale dovrebbe essere esclusa da ulteriori insediamenti. È probabile, ma allo stato attuale poco documentato, che lo stato tensionale trovi anche in questo caso un'origine tettonica, determinando in tal caso un aumento delle pressioni interstiziali nelle argille ed una sorta di accelerazione in parte anticipata e tettonico-dipendente. In tal senso, fa riflettere che i danni lamentati da alcuni monumenti storici seguano gli eventi sismici più rilevanti del passato. In tale ambito, inoltre, va rilevata l'importanza svolta sui processi di instabilità dalla consistente alimentazione delle falde acquifere a seguito dell'attività antropica.

CONCLUSIONI

Sulla base dei dati raccolti si ipotizza che lo sviluppo morfodinamico della valle, così come i movimenti gravitativi e le deformazioni in atto, dipendano da fenomeni sismotettonici connessi con l'apertura di un bacino di *pull apart* (fig. 9), a seguito della curvatura impedita di una faglia destra trascorrente, connessa con la lineazione del Pollino.

I grandiosi fenomeni di *sagging* ed i *sudden spreading failures*, che sono inattivi da molto tempo, non presentano stati deformativi apprezzabili e presumibilmente si mobi-

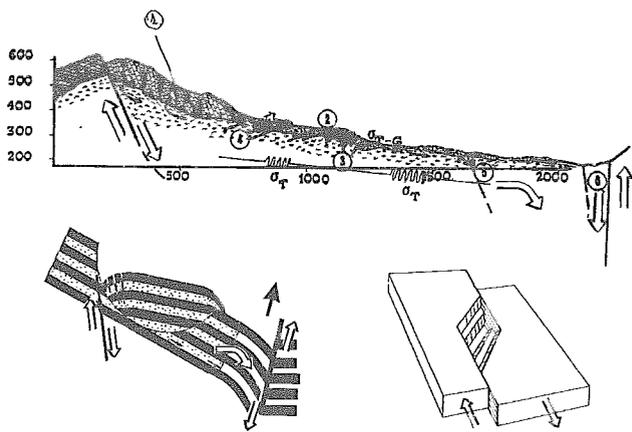


FIG. 9 - Interpretazione dei fenomeni aventi un'influenza sulle deformazioni e sui movimenti registrati nella valle di Maratea. 1 - fenomeno gravitativo del tipo C-Sagging, relativamente profondo e soggetto a mobilitazioni repentine, di origine sismica; 2 - fenomeni di squeezing delle Crete Nere, dipendenti da stress tettonici e da 3 - fenomeni di sprofondamento ai margini dei blocchi calcarei; 4 - creep e fenomeni plastico-gravitativi, delle coperture detritiche e delle parti sommitali delle formazioni argillitiche (laddove gli spessori non superano i 50-60 m), localmente passanti a scoscedimenti traslazionali (con accelerazioni distruttive nel caso di eventi piovosi o attività sismica di particolare rilevanza); 5 - ipotetici fenomeni di creep profondo (di natura tettonica o gravitativa); 6 - creep tettonico, a componente prevalentemente orizzontale, indotto dall'attività della significativa faglia normal-destra trascorrente (faglia normal-trascorrente destra). σ_t = stress tettonico; σ_g = stress tettonico-gravitativo.

FIG. 9 - Scheme of the hypothesized phenomena having an influence on deformations and displacements detected in the Maratea Valley. In the circles: 1 - C-Sagging, today inactive but subject to sliding in occasion of intense seismic shock; 2 - Squeezing of shale, as consequence of tension induced by tectonic stress or 3 - by deepening of adjacent heaviest calcareous blocks; 4 - creep and plastic deformations of the cover mass and of the upper part of the shale (whereas their depth is less than 50-60 m), locally passing to translational-slide phenomena (that could extent and became destructive as consequence of intense seismic or rain events); 5 - supposed very deep creep induced by gravitational or tectonic stress; 6 - tectonic creep, prevalently horizontal, induced by the activity of a significant normal strike slip fault (right hand displacement).

lizzano solo per eventi sismici eccezionali, mentre gran parte dei movimenti in atto, i quali sembrerebbero prevalentemente superficiali e relegati al contatto tra le masse calcaree e/o detritiche ed il substrato argillitico, hanno subito un'accelerazione a cavallo dell'evento sismico del Marzo 1982. L'eventuale esistenza di movimenti profondi andrebbe attentamente verificata, unitamente alla loro natura, tettonica o gravitativa, soprattutto nell'area interna alla valle (settore D di fig. 1), la quale è soggetta a vaste ed uniformi deformazioni (2-3 cm/anno). Movimenti connessi con strutture tettoniche profonde sembrerebbero essere stati individuati ai lati inferiori della valle (0,5 cm/anno).

I materiali plastici del substrato e le coltri detritiche di copertura, laddove queste ultime assumono spessori non superiori a 40-60 m, sono estesamente interessati da fenomeni deformativi di vario tipo: a) squeezing; b) fenomeni plastico-gravitativi, anche di modestissimo spessore, ed espansioni laterali; c) scorrimenti traslazionali.

I movimenti gravitativi risentono, ovviamente, dei contenuti in acqua e delle pressioni interstiziali del substrato argillitico, ma per quanto fenomeni superficiali e strettamente legati al regime idrogeologico, essi appaiono sensibilmente influenzati dagli stress tettonici presenti nella valle. In questo quadro l'evento sismico del Marzo 1982 potrebbe aver svolto due ruoli fondamentali nella mobilitazione delle masse, da una parte determinando un aumento delle pressioni interstiziali nel substrato argillitico, in lenta dissipazione e dall'altra scaricando sulle masse superficiali instabili le tensioni crostali a lento decorso, che lo hanno preceduto e seguito.

BIBLIOGRAFIA

- ALMAGIA R. (1910) - *Studi geografici sulle frane*. Mem. Soc. Geogr. It., 14, vol. II, 216-217.
- AMELIO M., LE PERA E. & RIZZO V. (1995) - *Indagini stratigrafiche e mineralogiche sulle coperture detritiche della valle di Maratea (Lucania)*. Atti del Convegno «Grandi Fenomeni Gravitativi Lenti nei Centri Abitati delle Regioni alpine ed appenniniche», Maratea, 28-30 Settembre 1995.
- BLANC A.C. (1962) - *Sur le Pleistocène marin des cotes tyrrhéniennes et ioniennes et les cultures paléolithiques associées*. Quaternaria, 6, 771-839.
- CERNICCHIARO J. & PERRETTI V. (1992) - *L'antica «terra» di Maratea nel secolo XVIII. Note di Storia Civile e Religiosa, Chiese, Cappelle e Strutture Civili, Raccolta di Toponimi Antichi e Moderni*. Ed. Il Salice, Finiguerra Arti Grafiche, Lavello, 1-438.
- CIVITA M. (1965) - *Osservazioni geologiche sui Monti di Maratea*. Mem. Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli, 9, 1963-1965.
- COLANTONI P., GABBIANELLI G. & RIZZO V. (1995) - *Proseguimento a mare delle strutture deformative della Valle di Maratea e recente del tratto di piattaforma continentale interessato*. Atti del Convegno «Grandi Fenomeni Gravitativi Lenti nei Centri Abitati delle Regioni alpine ed appenniniche», Maratea 28-30 Settembre 1995.
- COMPAGNONI B. & DAMIANI A.V. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica D'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 220, Verbicaro*. Serv. Geol. It., Arti Grafiche Di Mauro, Roma, 95 pp.
- COTECCHIA V., D'ECCLESIS G. & POLEMIO M. (1990) - *Studio geologico ed idrogeologico dei Monti di Maratea*. Geol. Appl. Idrogeol., 25, 139-179.
- D'ECCLESIS G., GRASSI D. & SDAO F. (1993) - *Espansioni laterali in corrispondenza di due opposti versanti dei monti di Maratea (Basilicata)*. Atti 2° Conv. Intern. Geoidrologia, Firenze, 29 Novembre, 1993, 1-17.
- DI FILIPPO M., RIZZO V. & TORO B. (1995) - *Indagine gravimetrica di dettaglio nella valle di Maratea (Lucania)*. Atti del Convegno «Grandi Fenomeni Gravitativi Lenti nei Centri Abitati delle Regioni alpine ed appenniniche», Maratea, 28-30 Settembre 1995.
- DRAMIS F. & SORRISO VALVO M. (1994) - *Deep seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics*. Eng. Geol., 38 (3-4), 231-243.
- FUSCO V. (1963) - *Il Paleolitico medio nelle grotte di Fiumicello (Lucania)*. Actes du Duxième Congrès International de Spéléologie, Octobre 1958, 2 (4), 179-182.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1982) - *Strutture tensionali e compressive indotte da meccanismi profondi lungo la linea del Pollino (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 101, 384-440.

- GUERRICCHIO A. & MELIDORO G. (1979) - *Deformazioni gravitative profonde del tipo «sackung» nei Monti di Maratea (Lucania)*. Geol. Appl. Idrogeol., 14, parte I, 13-22.
- GUERRICCHIO A. & MELIDORO G. (1981) - *Movimenti di massa pseudo-tettonici nell'Appennino dell'Italia meridionale*. Geol. Appl. Idrogeol. 14, parte I, 251-295.
- GUERRICCHIO A., MELIDORO G. & RIZZO V. (1986) - *Prime osservazioni strumentali delle deformazioni dei pendii e delle manifestazioni profonde nella valle di Maratea (Basilicata, Italia)*. Geol. Tecnica, 4, 35-48.
- GUERRICCHIO A., MELIDORO G. & RIZZO V. (1994) - *New results from pluviannual observations of the displacements in Maratea Valley (Southern Italy)*. Proc. 7th Iaeg Int. Congr., Lisboa, 1075-1082.
- HANSEN W.R. (1965) - *Effects of the Earthquake of March 27, 1964, at Anchorage, Alaska*. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 542-A, 1- 68.
- HUTCHINSON J.N. (1988) - *Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. Proc. 5th Iaeg Int. Congr., 1, Lausanne, 3-36.
- IANNINI C. (1985) - *Di S. Biase e di Maratea. Discorso Istorico*. Istituto Grafico Editoriale Italiano, Napoli, 260 pp.
- LA ROCCA S. & SANTANGELO N. (1991) - *Nuovi dati sulla stratigrafia e sull'evoluzione geomorfologica del bacino lacustre pleistocenico del F. Noce (Basilicata)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 14, 229-242.
- MONACO C. & TANSI C. (1992) - *Strutture Transpressive lungo la zona trascorrente sinistra nel versante nord-orientale del Pollino (Appennino Calabro-Lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., 111, 291-301.
- ORTOLANI F. & TOCCACELI R.M. (1995) - *Nuovi dati sulla evoluzione morfostrutturale e i fenomeni gravitativi profondi dei monti di Maratea*. Atti del Convegno «Grandi Fenomeni Gravitativi Lenti nei Centri Abitati delle Regioni alpine ed appenniniche», Maratea, 28-30 Settembre 1995.
- RIZZO V. & LIMONGI P. (1995) - *Risultati inclinometrici ed indagini geologico-stratigrafiche nel Centro Storico di Maratea (Lucania, Italia)*. Atti del Convegno «Grandi Fenomeni Gravitativi Lenti nei Centri Abitati delle Regioni alpine ed appenniniche», Maratea, 28-30 Settembre, 1995.
- VARNES D.J. (1958) - *Landslide types and Process*. In: Eckel E.B. (ed.) *Landslides and Engineering Practice*. HRB, Special Rept. 29, 20-47, Colorado.
- ZISCHINSKY U. (1969) - *Über Sackungen*. Rock. Mech., 1, 30-52.