

# Slow Movements along the slip surface of the 1900 Porta Cassia landslide in the clayey slope of the Orvieto Hill

Paolo Tommasi\*, Renato Ribacchi\*\*,  
Maurizio Sciotti\*\*

## Summary

The largest documented landslide ever to have occurred in the clayey slope of the Orvieto hill is described with reference to a geotechnical framework of the hill. The evolution of the movements which are still under way along the sliding surface one hundred years after the landslide event is illustrated and its correlation with piezometric level changes as well as with rainfall is discussed.

## 1. Geotechnical conditions of the Orvieto hill

The geotechnical conditions of the Orvieto hill are typical of vast regions of Central Italy. The stability problems of the tuffaceous slab and of the underlying clayey slope have already been described in previous works [MANFREDINI *et al.*, 1980; LEMBO-FAZIO *et al.*, 1984; TOMMASI *et al.*, 1986] which are the result of a research program started eighteen years ago.

Orvieto (Fig. 1) rises on top of an isolated tuff slab (700 m × 1500 m) delimited by vertical cliffs up to 60 m high, overlying an overconsolidated clay formation. The tuffaceous slab consists of two lithotypes: a lapideous lithotype and a slightly coherent one which is named *pozzolana*.

Between the tuff and the clay is a 5 to 15 m thick layer of mixed sedimentary and volcanic materials (Albornoz formation). The Albornoz formation and the detrital mantle which covers the foot of the cliff host a perched groundwater which seeps out at the contact between the detrital mantle and the underlying clay.

A number of rotational and compound slides (rotational-translational), involving the debris cover and the softened part of the clay formation, have occurred since historical times and slumps have affected the sides of the gullies which furrow the slope.

At the margin of the tuffaceous slab, lowering of slices and large blocks delimited by vertical fractures is observed. Fractures are induced by the severe state of stress acting at the slab margin as a consequence of the interaction between the rigid slab and the deformable substratum. The blocks may also experience rotational displacements and may exhibit an intense fracturing which leads to the collapse of noticeable portions of the rock mass or to the progressive failure of minor wedges. In the slightly coherent portions (*pozzolana*), large volumes of the cliff have failed along irregular surfaces.

The instability phenomena at the margin of the tuffaceous slab are essentially the result of landslides

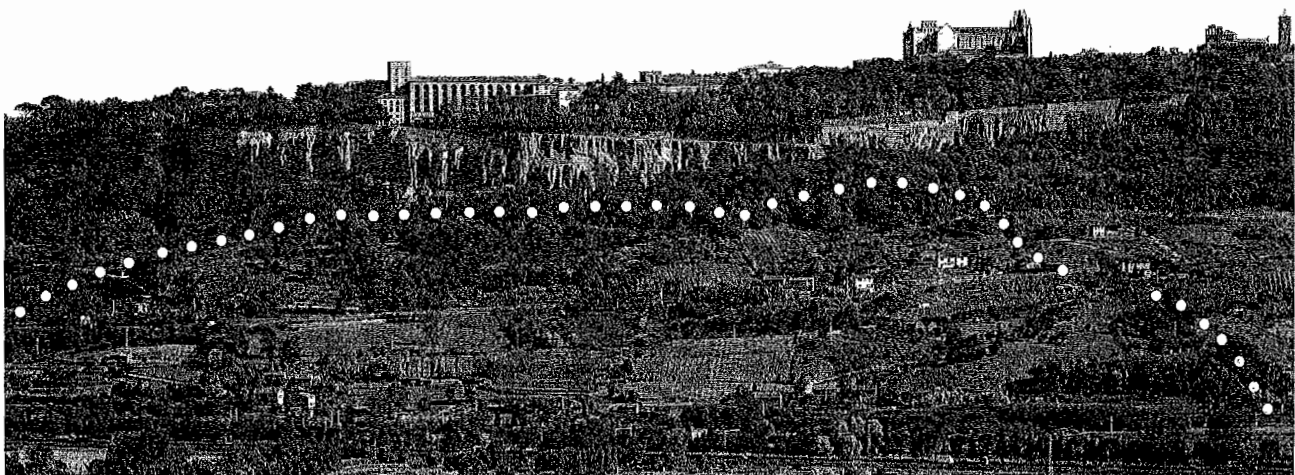


Fig. 1 – View of the central portion of the northern side of the Orvieto hill. The white dotted line indicates the main scarp and the flanks of the 1900 Porta Cassia slide, resulting from the analysis of the aerial photographs.

Fig. 1 – Veduta della parte centrale del versante Nord del colle di Orvieto. La linea punteggiata indica il ciglio superiore e laterale della frana di Porta Cassia del 1900 come risulta dall'esame delle foto aeree.

\* C.N.R., Centro di Studio per la Geologia Tecnica, Roma.

\*\* Università di Roma "La Sapienza", Facoltà di Ingegneria.

and deformation phenomena in the underlying clay. Therefore the analysis of the largest documented landslide ever to have occurred in the clayey slope (Porta Cassia landslide) together with monitoring of the area over a long period of time provide elements which are useful in understanding the evolutionary mechanism of the whole of the Orvieto hill.

A geological-geotechnical section of the slope is reported in figure 2. The slope is formed by over-consolidated stiff fissured clays underlying a landslide debris cover consisting of remoulded volcanic and clayey materials. At the top of the clay formation a softened portion some five metres thick is present.

Slickensided surfaces have been recognized in borehole cores taken from the remoulded cover and from the softened portion of the clay formation. The materials forming the slope have been characterized by means of geotechnical laboratory testing described in previous works [e.g. LEMBO-FAZIO *et al.*, 1984]. The typical values of the physical properties and shear strength parameters are reported in figure 2.

## 2. The 1900 Porta Cassia slide

According to the technical reports of the time, between 29 and 30 November 1900, after several days of intense rainfall, the northern slope of the Orvieto hill (Fig. 1) was involved in a large landslide. The technical authorities in charge of the inspection of the landslide area found the slope to be

completely disarranged with large terraces and «small landslide lakes» in the central depressed portion of the slided mass.

VINASSA DE REGNY [1904] delimited the actual slide mass and the surrounding area disturbed by the landslide and he also reported the failed buildings and roads. The displaced soil mass extended over the whole slope from the rock cliff up to border of the Paglia River plain (Fig. 3) thus interrupting the railway between Rome and Florence. The head scarp of the landslide, located at the foot of the cliff, was about 400 m long. In its central part the slide mass had a width of 600 m, which corresponds to the length of the disrupted portion of the main road to Orvieto (the Umbro-Casentinese National Road). On the lateral scarp a vertical slip of some three metres was inferred from the throw of the failed road pavement. An analysis of the aerial photographs integrated with field surveys (Fig. 3) indicates that at present a large portion of the original landslide morphology is well preserved. However some features have not survived the intense remodelling brought about by urbanization and by agricultural activities. VINASSA DE REGNY [1904] indicated that the surrounding disturbed area extended over the entire northern slope of the Orvieto hill (Fig. 3). At present only the eastern part of this area can be identified which coincides with Vinassa de Regny's indication.

The Porta Cassia slide was not an isolated event in the history of Orvieto as the morphology of the whole clayey slope and the repeated landslides reported in archival sources demonstrate. Moreover this evidence is in contrast with the statement made

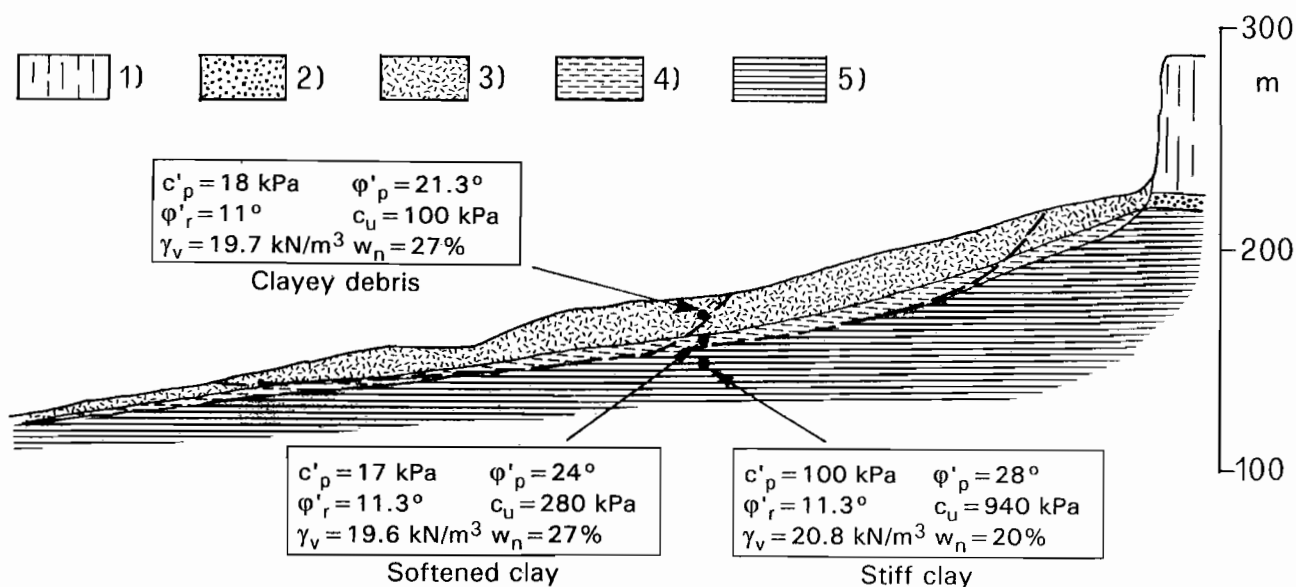


Fig. 2 – Geotechnical section of the Porta Cassia slide: 1) tuff; 2) Alborno formation; 3) slide debris and talus material; 4) softened clay; 5) stiff clay.

Fig. 2 – Sezione geologica lungo la frana di Porta Cassia: 1) tufo; 2) formazione dell'Alborno; 3) detriti di frana e di falda; 4) argilla ammorbidita; 5) argilla dura.

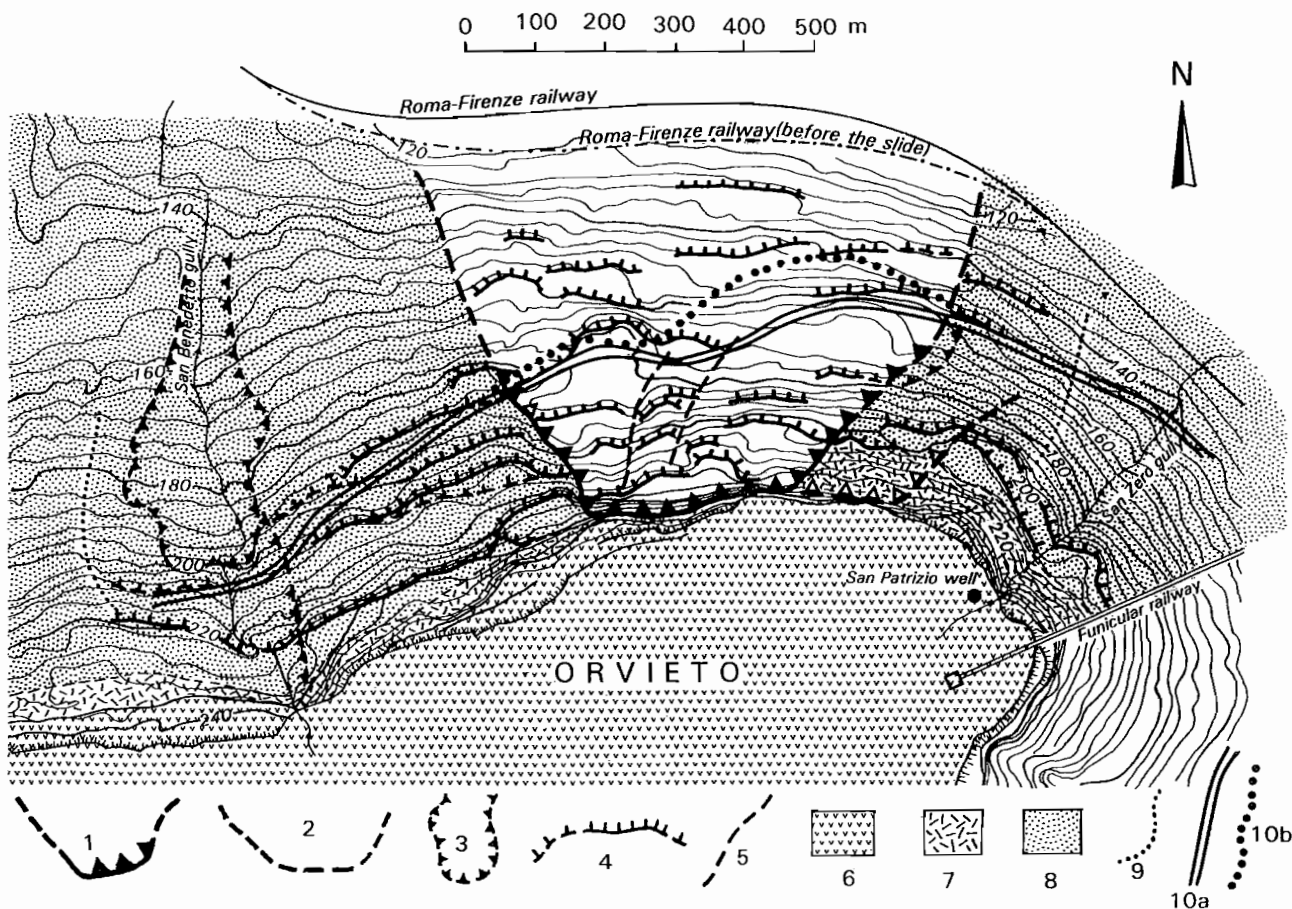


Fig. 3 – Geomorphologic map of the present situation in the Porta Cassia landslide area. Outside the actual slide mass the original morphological features have survived in the upper part of the slope in the form of a series of rather regular linear benches which are separated by intermediate scarps. 1) main scarp (clearly recognizable at present); 2) external scarp (not well detectable); 3) boundaries of the area characterized by small slumps induced by the erosional activity of the gully; 4) remnants of minor scarps; 5) boundaries between blocks characterized by relative movements; 6) tuffaceous butte; 7) tuffaceous debris at the cliff foot; 8) landslide debris; 9) boundaries of the external area of disturbance according to VINASSA DE REGNY [1904]; 10a) present layout of the Umbro-Casentinese road (reconstructed after the slide); 10b) layout of the Umbro-Casentinese road before the slide.

Fig. 3 – Carta degli elementi geomorfologici attualmente visibili nell'area della frana di Porta Cassia. Al di fuori del corpo di frana gli elementi morfologici originari si sono conservati nella parte alta del pendio sotto forma di una serie di terrazzi separati da scarpate intermedie. 1) ciglio principale (chiaramente riconoscibile); 2) ciglio esterno (non ben riconoscibile); 3) limiti dell'area caratterizzata da scossonamenti indotti dall'attività erosiva del fosso; 4) relitti dei cigli di frana intermedi; 5) confine tra blocchi caratterizzati da movimenti relativi; 6) piastra tuffacea; 7) detrito tuffaceo al piede della rupe; 8) detrito di frana; 9) limiti dell'area di risentimento più esterna individuata da VINASSA DE REGNY [1904]; 10a) tracciato attuale della S.S. Umbro-Casentinese, ricostruita dopo la frana; 10b) tracciato della

by some authors according to whom the slide was triggered by the excavation works carried out at the slope foot for the construction of the Rome-Florence railway. This statement can be even more questioned, given that the railway was completed 36 years before the slide.

### 3. Monitoring of slope movements

Monitoring started in 1982 with the aim of collecting data for a quantitative confirmation of the mechanism governing the slope evolution, which

had been identified in the previous studies [MANFREDINI *et al.*, 1980]. Displacements are detected by means of a borehole inclinometer 25 meter deep which is driven for about 4 m into the stiff clay. The stratigraphy along the inclinometer borehole is indicated in figure 4. Piezometric levels are measured by means of Casagrande cells placed both in the clayey portion of the debris cover (16 m deep) and in the stiff clay (31 m below ground surface); in fact the hydrogeological conditions suggested that the debris cover may host a separate groundwater flow.

Recently, further monitoring instrumentation was installed in the slope. Instruments are grouped

into two monitoring stations located in the upper and lower part of the slope; each station consists of an inclinometric tube and of two Casagrande piezometric cells which are placed in the debris cover and in the stiff clay. Since the readings of these instruments cover too short a period, only the data from the previous instrumentation are reported and discussed.

Right from the earliest readings, displacements-depth plots showed a movement in the softened portion of the clayey substratum at an approximate depth of 19 m (Fig. 4). Due to the extremely small magnitude of the displacements, at least a couple of years passed before the movement became convincing. Deflections are recognizable on a portion of the tube which is 1.5-2 m long, but most of the displacement is localized on two reading steps (step spacing is 0.610 m). A minor movement took place at a depth of about 6 m, at the top of the clayey portion of the debris cover.

The average displacement rate calculated on the sliding surface is 2.2 mm/year but the plot of cumulated displacements versus time (Fig. 5a) indicates that the displacement rate is quite variable. In fact the slide can be quiescent over many months and reactivates with a sudden increase in the displacement rate which gradually decreases in the following months.

#### 4. Correlations between displacements, hydraulic conditions and rainfall

In figure 5b, displacement rates along the slip surface have been correlated with precipitation and piezometer readings. Data analysis refers to the pe-

riod 1988-1996 during which readings were regularly taken.

In the 16 m-deep cell the water level has been constant about 3.5 m below ground surface. Instead, in the 31 m-deep cell the piezometric level oscillates between 19 and 20 m below ground surface, that is around the lower limit of the band where shear displacements are localized, and exhibits both seasonal cycles and long-term variations (figures 5b and 6a). To enhance long-term variations, raw data have been fitted with the periodic polynomial:

$$Z_w^*(t) = a + b_1 \cos 4\pi t + b_2 \sin 4\pi t + b_3 \cos 2\pi t + b_4 \sin 2\pi t$$

ideally representing the average and seasonal components of piezometric levels (Fig. 6a). The calculated values were subsequently subtracted from the original measures  $Z_w$ . These differences have been plotted versus time (Fig. 6b) and, apart from the delayed response of the piezometric level to rainfall events, they show a certain correlation with the multi-annual climatic changes as well as with the cumulated rainfalls exceeding the average values (Fig. 6c).

A comparison between displacement rates and piezometric data (Fig. 5b) shows that displacement rates are clearly related to the piezometric level and rainfall intensity parameters. The highest displacement rates generally occur between February and March when the piezometric level is the highest. The two highest peaks of the displacement rate (1991-1992 and 1994) coincide (Fig. 6b) with prolonged rises of the piezometric level above the calculated values representing the seasonal oscillations.

The fluctuations of water level in the 31 m cell are quite indicative of piezometric variations due to seasonal and multi-annual climatic changes but

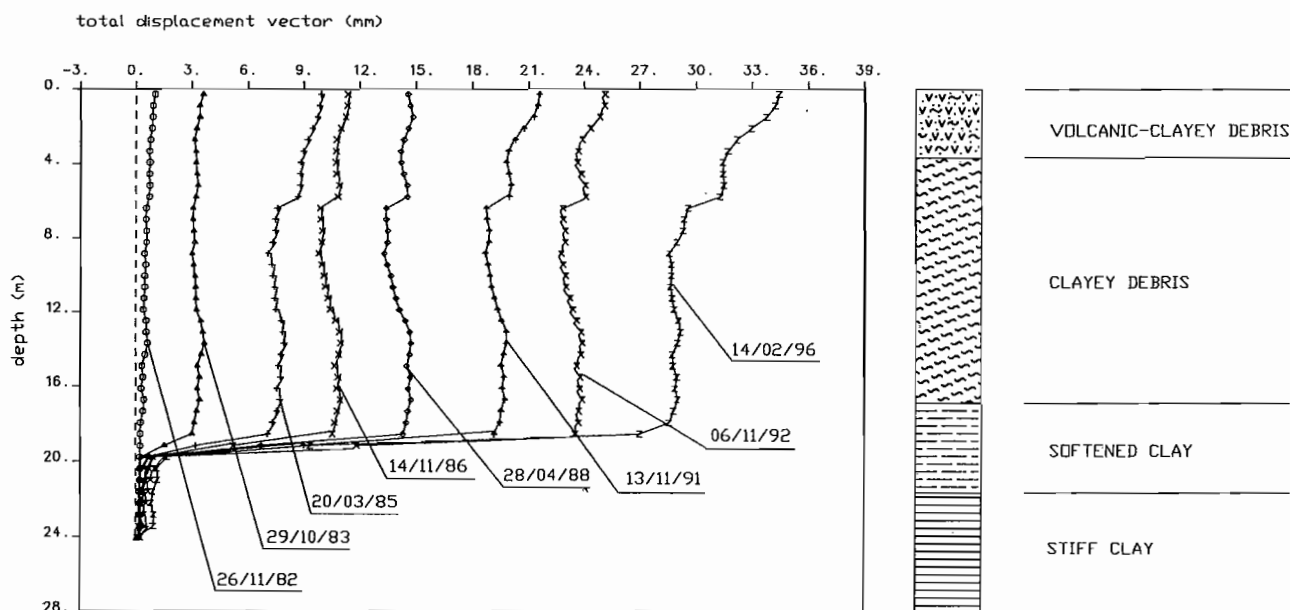


Fig. 4 – Displacements vs. depth at different dates and stratigraphy of the inclinometric borehole.

Fig. 4 – Deformate del tubo inclinometrico a varie date e stratigrafia del corrispondente foro di sondaggio.

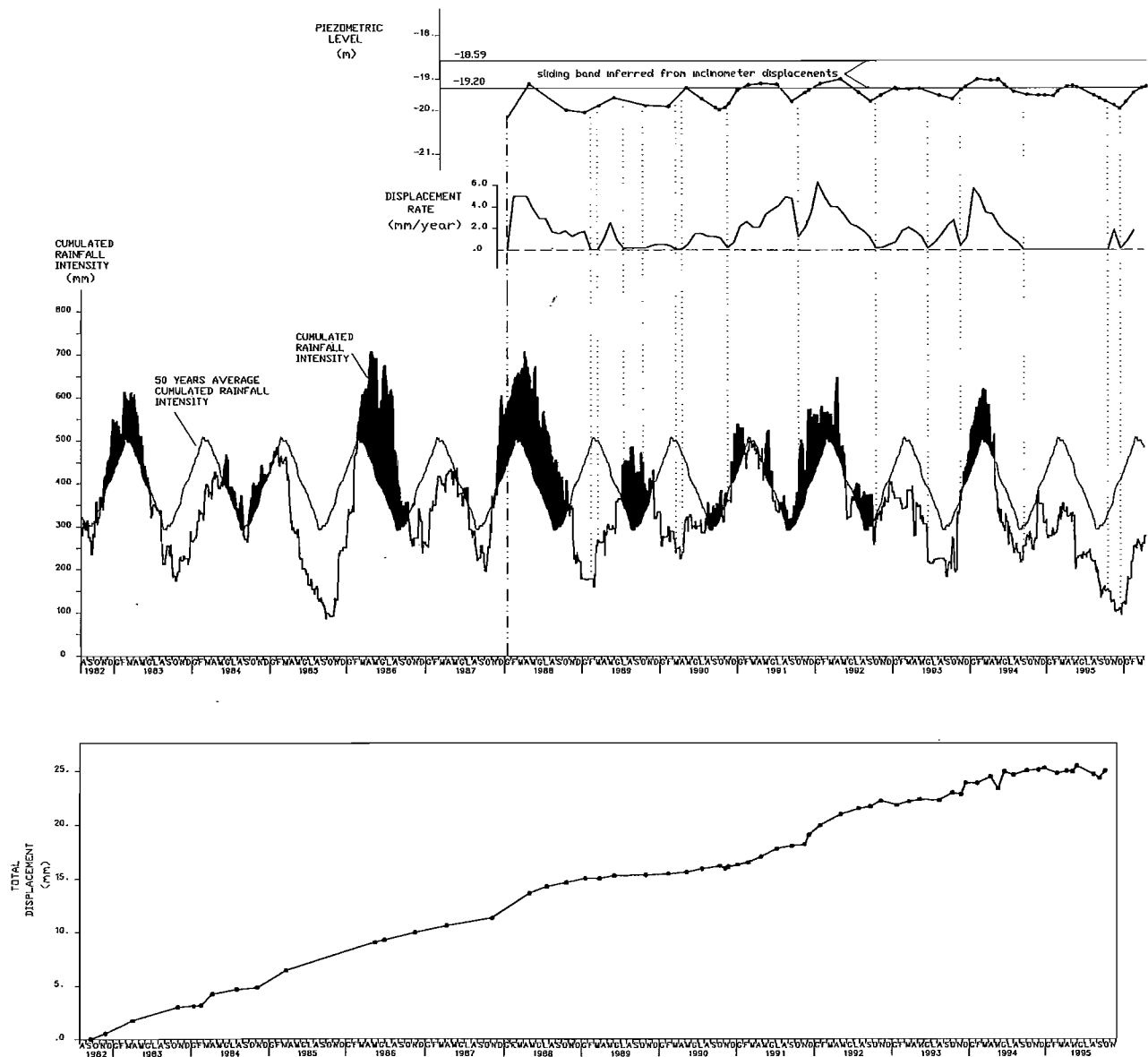


Fig. 5 – Cumulated displacements versus time (a) and displacement rates, piezometric levels and 180 day-rainfall (b); displacements and displacement rates refer to the readings across the sliding surface. The black areas represent 180 day-rainfall exceeding the corresponding value (thinner line) calculated using the average daily rainfall over the last 50 years.  
 Fig. 5 – Andamento nel tempo degli spostamenti, delle velocità, dei livelli piezometrici e delle piogge giornaliere cumulate su 180 giorni (gli spostamenti e le velocità sono calcolati dalle letture effettuate a cavallo della superficie di scorrimento). Le aree nere rappresentano la pioggia cumulata in eccesso rispetto a quella (linea sottile) calcolata con le piogge giornaliere medie degli ultimi 50 anni.

cannot be directly correlated with the pore pressure values at the sliding surface. In fact, preliminary two-dimensional F.E.M. seepage analyses, performed for the evaluation of effective stress distribution in the rock slab and in the underlying clay, evidenced [CECERE E LEMBO-FAZIO, 1986] that a non-hydrostatic pore pressure distribution is to be taken into account especially in the case in which thick sandy layers are present at depth.

The influence of rainfall on piezometric levels and on displacement rates was also examined. Even if a critical value of any rainfall intensity parameter was not found, the comparison between rainfall pa-

rameters and the evolution of the displacement rates gives indications on the hydraulic conditions in the slope. Cumulated rainfall turned out to be the parameter which is in the best agreement with the displacement rates. Given the particular hydraulic conditions, in this case other rainfall indicators (e.g. effective and antecedent rainfall) do not seem to provide better correlation.

In figure 5b the daily cumulated rainfall intensity over 180 days ( $P_{180}$ ) is reported; it is well correlated with the variations in the displacement rate except for the September '91 peak. This can be explained by considering that the 1991 summer was the shortest

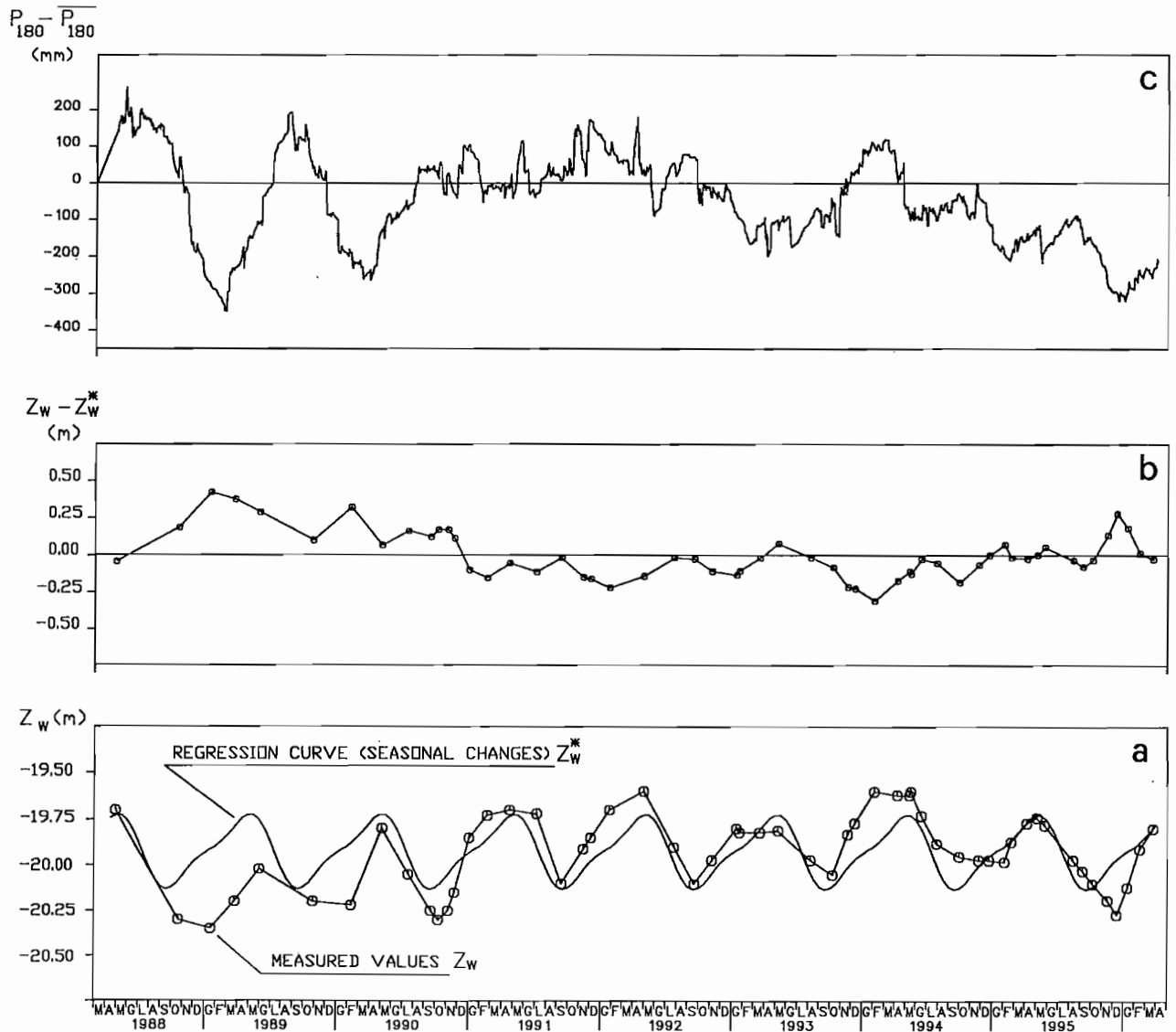


Fig. 6 – Comparison between observed piezometric levels in the cell at 31 m below the ground surface and the related regression curve accounting for seasonal variations (a). Differences between measured and calculated piezometric levels (b). Differences between the 180 day-rainfall and the corresponding values calculated using the average daily rainfall of the last 50 years.

Fig. 6 – Confronto tra livelli piezometrici osservati nella cella a 31 m da piano campagna e curva di regressione degli stessi dati che tiene conto delle variazioni stagionali (a). Differenze tra livelli piezometrici misurati e calcolati (b). Differenze tra piogge cumulate su 180 giorni e piogge cumulate su 180 giorni calcolate con le piogge giornaliere medie degli ultimi 50 anni (c).

and rainest deficit period that there has been over the last sixteen years. The choice of the 180 days cumulation interval is the result of the comparison between rainfall intensities cumulated over 30, 60, 120 and 180 days; the two latter cumulation periods give the best correlation with the displacement rates thus suggesting that recharge and discharge of groundwater in the clay formation are extremely slow.

A better correlation (Fig. 5b) is perhaps attained when displacement rates are examined against the difference between cumulated daily rainfall  $P_{180}$  and average cumulated daily rainfall. The latter parameter was calculated attributing to each day of the year the corresponding average rainfall calculated over the last 50 years.

It is also worth noting (Fig. 7) that the 1900 Porta Cassia landslide occurred during a prolonged period of intense rainfall well above the average values and that this period followed a rather dry period of almost two years.

#### Acknowledgements

Mr. A. Cittadini and R. D'Inverno carried out in situ measurements. Eng. F. Lucci contributed to the processing of the inclinometric and rainfall data. Dr. Zaccagnini of the Ufficio Idrografico e Mareografico di Roma kindly provided rainfall and temperature data.

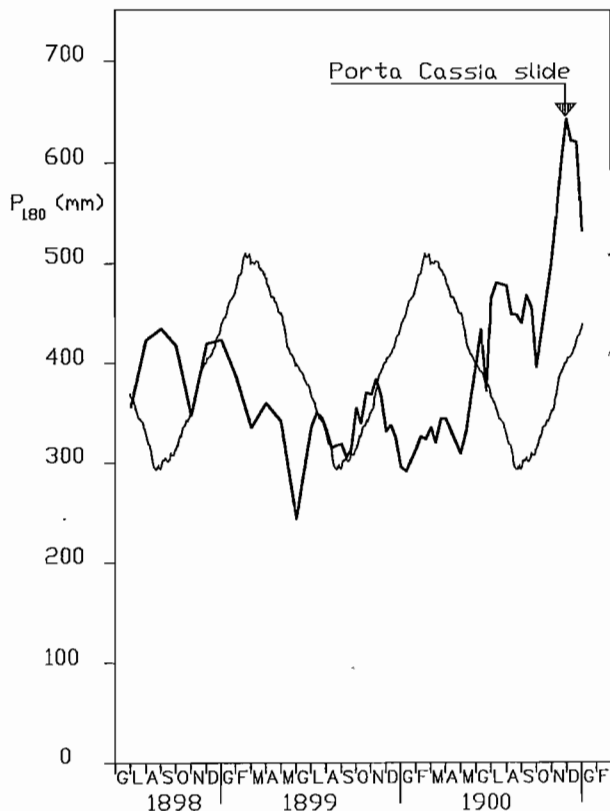


Fig. 7 – 180 day-rainfall before the 1900 Porta Cassia slide and corresponding values calculated with the average daily rainfall in the last 50 years. Archival data from the neighbouring pluviometric stations of the time were used.

Fig. 7 – Piogge cumulate su 180 giorni nel periodo precedente la frana di Porta Cassia del 1900 e piogge cumulate su 180 giorni calcolate con le piogge giornaliere medie degli ultimi 50 anni. I dati provengono dalle più vicine stazioni pluviometriche dell'epoca.

## References

- CECERE V., LEMBO-FAZIO A. (1986) – *Condizioni di sollecitazione indotte dalla presenza di una placca lapidea su un substrato deformabile*. XVI Convegno Nazionale di Geotecnica, Bologna, 1, pp. 191-202.
- LEMBO-FAZIO A., MANFREDINI M., RIBACCHI R., SCIOTTI M. (1988) – *Slope failure and cliff instability in the Orvieto hill*. IV International Symposium on Landslides, Toronto, 2, pp. 115-120.
- MANFREDINI M., MARTINETTI S., RIBACCHI R., SCIOTTI M. (1980) – *Problemi di stabilità della Rupe di Orvieto*. XIV Convegno Nazionale di Geotecnica, Firenze, 1, pp. 231-246.
- TOMMASI P., RIBACCHI R., SCIOTTI M., (1986) – *Analisi storica dei dissesti e degli interventi sulla Rupe di Orvieto: un ausilio allo studio dell'evoluzione del centro abitato*. Geologia Applicata e Idrogeologia, 21, pp. 99-153.
- VINASSA DE REGNY P. (1904) – *Le frane di Orvieto*. Giornale di Geologia Pratica, 1, pp. 110-130.

## Lenti movimenti lungo la superficie di scorrimento della frana di Porta Cassia del 1900 nel pendio argilloso del colle di Orvieto

Paolo Tommasi, Renato Ribacchi,  
Maurizio Sciotti

### Sommario

Nell'articolo viene descritta la più imponente tra le frane documentate che hanno colpito il pendio argilloso del colle di Orvieto e, sulla base di un quadro geotecnico di riferimento elaborato nelle fasi precedenti della ricerca, si mette in evidenza l'evoluzione attuale dei movimenti lungo la superficie di scorrimento della frana a quasi 100 anni dall'evento. In particolare vengono analizzate le variazioni della velocità di spostamento e ne viene discusso il legame con le condizioni idrauliche e le grandezze pluviometriche.

### 1. Caratterizzazione geotecnica del colle di Orvieto

La situazione geotecnica che caratterizza il colle di Orvieto è tipica di vaste aree dell'Italia centrale. I problemi di instabilità che interessano la piastra tufacea ed il pendio argilloso sottostante sono stati già descritti in una serie di lavori precedenti [MANFREDINI *et al.*, 1980; LEMBO-FAZIO *et al.*, 1984; TOMMASI *et al.*, 1986] che costituiscono i risultati di una ricerca in corso da diciotto anni.

Orvieto (Fig.1) è costruita su di un ampio piastrone tufaceo (700 m x 1500 m circa) sovrapposto ad un substrato argilloso. La placca tufacea, delimitata da pareti verticali alte fino a 60 m, è costituita da due litotipi: una facies francamente lapidea ed una debolmente coerente denominata pozzolana. Tra il tufo e l'argilla è interposto un banco dello spessore variabile dai 5 ai 15 m, costituito da materiali vulcanici e sedimentari fluvio-lacustri (formazione dell'Albornoz) che ospita una falda sospesa che si estende al detrito al piede della rupe ed emerge in corrispondenza del contatto di quest'ultimo con l'argilla sottostante.

Sin da tempi storici la porzione superficiale ammorbidita della formazione argillosa e la coltre detritica soprastante sono interessate da frane rotto-traslative, mentre lungo le sponde dei fossi che solcano il pendio hanno luogo scosciamenti di

dimensioni più contenute. Il margine della piastra tufacea è caratterizzato dal ribassamento di fette e blocchi di grandi dimensioni, delimitati da fratture verticali prodotte dall'intenso stato di sforzo indotto al margine della piastra tufacea dall'interazione tra quest'ultima ed il substrato deformabile. I blocchi possono anche subire delle vistose rotazioni verso monte e presentare un'intensa e diffusa fratturazione che favorisce il crollo di ingenti volumi di ammasso roccioso e/o il progressivo distacco di cunei di tufo. Si assiste, infine, al collasso di porzioni più pozzolanacee della rupe lungo superfici irregolari.

I fenomeni di instabilità al margine della placca tufacea sono determinati essenzialmente dall'interazione della placca con il substrato argilloso e dalle frane nel sottostante pendio in argilla. Pertanto, l'analisi della più imponente frana che ha avuto luogo sul pendio argilloso negli ultimi due secoli (la frana di Porta Cassia) ed il monitoraggio dell'area per un lungo periodo di tempo forniscono utili elementi per la comprensione del meccanismo evolutivo dell'intero colle di Orvieto.

Una sezione geologico-geotecnica lungo il pendio è riportata in figura 2. Il pendio è formato da argille fortemente sovraconsolidate fessurate, ricoperte da un detrito di frana formato da materiali vulcanici ed argillosi rimaneggiati. La porzione sommitale della formazione argillosa presenta evidenti segni di ammorbidimento per uno spessore di circa 5 metri. Più superfici di taglio sono state riconosciute nelle carote di sondaggio prelevate nel detrito argilloso e nella sottostante porzione ammorbidita della formazione argillosa. Le caratteristiche geotecniche dei materiali sono state determinate attraverso un'estesa caratterizzazione geotecnica di laboratorio riportata in precedenti lavori [vedi ad es. LEMBOFAZIO *et al.*, 1984]. I valori tipici delle proprietà fisiche e dei parametri di resistenza al taglio sono riportati nella figura 2.

## 2. La frana di Porta Cassia del 1900

Come riportato nelle relazioni tecniche dell'epoca, tra il 29 ed il 30 novembre 1900, dopo diversi giorni di intense precipitazioni il pendio settentrionale del colle di Orvieto fu colpito da una grande frana (Fig. 1). I tecnici chiamati ad ispezionare l'area trovarono il pendio completamente sconvolto, con grandi terrazzi e «laghetti di frana» nella porzione centrale, più depressa, dell'area frana.

VINASSA DE REGNY [1904] circoscrisse l'area di frana vera e propria e la porzione di pendio circostante in cui la frana indusse dei risentimenti, descrivendo tra l'altro i danni alle abitazioni ed alle strade. Il corpo di frana si estendeva lungo l'intero pendio dalla

parete tufacea sino alla piana alluvionale del fiume Paglia (Fig. 3) interrompendo così il transito lungo la linea ferroviaria Roma-Firenze. Il ciglio di frana principale, situato al piede della rupe, si estendeva per 400 m. La larghezza del corpo di frana nella sua parte centrale era di 600 m, che corrisponde alla lunghezza del tratto dissestato della Strada Statale Umbro-Casentinese di accesso alla città. Sul ciglio laterale lo spostamento verticale, desunto dal rigetto del piano stradale, fu di circa 3 metri. L'analisi delle foto aeree ed i rilievi in situ (Fig. 3) indicano che attualmente è ancora ben identificabile gran parte della morfologia di frana anche se molti elementi morfologici sono stati cancellati dall'intensa azione di rimodellamento operata dall'urbanizzazione e dalle attività agricole. VINASSA DE REGNY [1904] osserva che la frana ha indotto risentimenti praticamente sull'intero versante nord del colle (Fig. 3). Attualmente, l'area di risentimento esterna al corpo di frana vero e proprio può essere identificata solo sulla parte orientale del versante nord e coincide sostanzialmente con le indicazioni di Vinassa de Regny.

Questo tipo di fenomeno non è un fatto isolato nella storia di Orvieto come stanno a dimostrare la morfologia dell'intero pendio e le ripetute frane sul pendio riportate dalle fonti storiche. Tali evidenze sono in contrasto con le affermazioni di alcuni autori secondo i quali la frana di Porta Cassia fu innescata dagli scavi effettuati al piede del pendio per la costruzione della ferrovia Roma-Firenze. Questa affermazione appare ancor più discutibile se si considera che i lavori furono completati circa 36 anni prima della frana.

## 3. Controllo dei movimenti nel pendio

Il controllo del pendio è iniziato nel 1982 allo scopo di raccogliere dati per una conferma quantitativa del meccanismo di evoluzione messo a punto negli studi precedenti [MANFREDINI *et al.*, 1980]. Gli spostamenti in profondità sono rilevati in un tubo inclinometrico profondo poco più di 25 m ed intestato per circa 4 m nell'argilla in posto non ammorbidita. La stratigrafia del foro è riportata nella figura 3. Le quote piezometriche sono misurate per mezzo di celle Casagrande posizionate nel detrito argilloso (16 m dal piano campagna) e nell'argilla intatta (31 m dal p.c.); infatti la situazione stratigrafica e le caratteristiche idrauliche dei materiali inducono a ritenere che la circolazione delle acque sotterranee nel detrito sia indipendente da quella nella sottostante formazione argillosa.

Recentemente sono state realizzate altre due postazioni di controllo rispettivamente a valle ed a monte di quella esistente. Ognuna di esse è attrezzata con un tubo inclinometrico e due celle piezo-



metriche disposte secondo lo schema visto in precedenza. Poiché i dati relativi a questi strumenti coprono un limitato arco di tempo, verranno riportati e discussi soltanto i dati relativi alla strumentazione precedentemente installata.

Fin dalle prime letture, i grafici degli spostamenti in funzione della profondità hanno mostrato un movimento nella porzione ammorbidita della formazione argillosa a circa 19 metri di profondità (Fig. 4). Trascorsi un paio di anni dall'installazione, in cui a causa della modesta entità degli spostamenti non sembrava fosse in atto alcun movimento, ci si convinse progressivamente dell'esistenza del fenomeno. Il tubo risulta deformato su un tratto di 1.5-2 m ma gran parte degli spostamenti si concentrano su due passi di lettura (le letture vengono effettuate ogni 610 mm). Un movimento di entità trascurabile è stato rilevato a circa 6 metri di profondità al tetto della porzione più argillosa della coltre detritica.

La velocità media calcolata sulla superficie di scorrimento è di 2.2 mm/anno ma l'andamento nel tempo dello spostamento cumulato lungo la superficie (Fig. 5a) indica che la velocità è piuttosto variabile, che il movimento può essere quiescente per molti mesi e che si riattiva con un improvviso aumento della velocità seguito da un rallentamento più graduale.

#### 4. Relazione tra spostamenti, condizioni idrauliche e precipitazioni

In figura 5b la velocità di spostamento sulla superficie di scorrimento è stata correlata con le letture piezometriche e le precipitazioni. L'analisi dei dati è stata effettuata per il periodo 1988-1996 in cui le letture sono state prese con maggiore regolarità.

Nella cella piezometrica installata a 16 m di profondità si riscontra un livello d'acqua praticamente costante a circa 3.5 m dal piano campagna. Nella cella a 31 metri di profondità il livello piezometrico oscilla invece tra i 19 ed i 20 m dal piano campagna, ovvero a cavallo del limite inferiore della fascia in cui si concentrano gli spostamenti. L'andamento del livello piezometrico è caratterizzato da cicli stagionali e da variazioni a lungo termine (Fig. 5b e 6a). Per evidenziare le variazioni a lungo termine del livello piezometrico nella cella a 31 m di profondità, i dati originali sono stati interpolati con un polinomio periodico del tipo:

$$Z_w^*(t) = a + b_1 \cos 4\pi t + b_2 \sin 4\pi t + b_3 \cos 2\pi t + b_4 \sin 2\pi t \quad (1)$$

che riproduce idealmente la componente media e stagionale del livello piezometrico (Fig. 6a). I valori del polinomio sono stati sottratti ai corrispondenti

dati originali ( $Z_w$ ). La differenza ( $Z_w - Z_w^*$ ) diagrammata in funzione del tempo (Fig. 6b), mostra una certa correlazione con le variazioni pluviometriche pluriennali e con le piogge cumulate superiori ai valori medi (Fig. 6c).

Il confronto tra la velocità di spostamento ed i dati piezometrici e pluviometrici (Fig. 5b) indica chiaramente che la velocità di spostamento è correlata al livello piezometrico ed alla piovosità. Le velocità maggiori si registrano generalmente nel periodo febbraio-marzo quando il livello piezometrico è massimo. I picchi del 1992 e del 1994 si registrano (Fig. 6b) quando i livelli piezometrici superano per più mesi quelli corrispondenti alle oscillazioni stagionali calcolati con il polinomio (1).

Le fluttuazioni del livello dell'acqua nella cella a 31 m di profondità ben rappresentano le variazioni di carico piezometrico nel substrato argilloso in conseguenza dei cambiamenti climatici stagionali e pluriennali ma non possono essere correlate direttamente con le pressioni interstiziali sulla superficie di scorrimento della frana. Infatti le analisi di filtrazione effettuate per la valutazione dello stato di sforzo nella piastra tufacea e nel substrato argilloso [CECERE e LEMBO-FAZIO, 1986] hanno evidenziato che la distribuzione delle pressioni interstiziali non segue una legge idrostatica specie nel caso siano presenti materiali permeabili in profondità.

Successivamente è stata esaminata l'influenza delle precipitazioni sui livelli piezometrici e sulle velocità di spostamento. Anche se non è stato trovato alcun valore critico per le diverse grandezze pluviometriche, il confronto tra grandezze pluviometriche e velocità di spostamento dà delle indicazioni sulle condizioni idrauliche nel pendio. La piovosità cumulata si è rivelata il parametro meglio correlato alla velocità di spostamento. A causa delle particolari condizioni idrauliche, in questo caso le altre grandezze pluviometriche (ad es. piovosità efficace e antecedente) non mostrano lo stesso grado di correlazione.

In figura 5b è diagrammato l'andamento della pioggia giornaliera cumulata su 180 giorni  $P_{180}$ . La velocità di movimento appare ben correlata con i periodi in cui è massima la pioggia giornaliera cumulata  $P_{180}$  ad eccezione del picco del settembre 1991. Questo si spiega considerando che l'estate precedente ha coinciso con il periodo di magra più breve e più piovoso degli ultimi sedici anni. La scelta di un periodo di accumulo delle precipitazioni di 180 giorni deriva dal confronto delle correlazioni tra movimenti e livelli piezometrici e piogge cumulate su 30, 60, 120 e 180 giorni; questi ultimi due periodi di accumulo si sono dimostrati i più soddisfacenti indicando così che la ricarica ed il deflusso delle acque sotterranee nella formazio-

ne argillosa avvengono su periodi di tempo piuttosto lunghi.

Una migliore correlazione si ha confrontando le velocità di spostamento con la differenza tra la piovosità cumulata  $P_{180}$  e la piovosità cumulata media sugli ultimi 50 anni. Quest'ultimo parametro è stato calcolato attribuendo a ciascun giorno dell'anno l'al-

tezza media di pioggia per quel giorno, calcolata negli ultimi 50 anni (Fig. 5b). È da notare che la frana di Porta Cassia si verificò al termine di un periodo di prolungate precipitazioni (Fig. 7) con valori cumulati maggiori dei corrispondenti valori medi e che tale periodo seguì a quasi due anni di piogge cumulate inferiori alla media.