



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI
"FEDERICO II"

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

XVIII ciclo
2002 - 2005

TESI

*Analisi della franosità e dei suoi rapporti
con il weathering in aree-campione
del Massiccio Silano (Calabria).*

Coordinatore
Prof. Giuliano Ciampo

Tutor
Prof. Domenico Calcaterra

Candidata
Dott.ssa Delia Evelina Bruno

*I saraceni hanno saccheggiato le marine
ed abbiamo aspettato l'alta marea/*

*la neve e i lupi si sono presi i monti
e abbiamo atteso la primavera/*

*la pellagra e lo scorbuto hanno decimato
i ragazzi
e abbiamo aspettato che finisse la carestia/*

*i terremoti ci hanno distrutto le case
ed abbiamo aspettato che la terra
si raffreddasse/*

*i galantuomini ci hanno rubato i pascoli
ed il vescovo li ha benedetti/*

in questa terra abbiamo aspettato troppo/

(E. Costabile)

Sto imparando a guardare il mondo con i colori della pace

A zio Enzo

INDICE

PREMESSA	pag. 1
CAPITOLO 1 INQUADRAMENTO DELLE AREE DI STUDIO	
1.1 ASPETTI CLIMATICI ED IDROGRAFICI	pag. 4
1.2 ASSETTO GEOLOGICO	
<i>1.2.1 La Calabria settentrionale ed il Massiccio della Sila</i>	pag. 7
<i>1.2.2 I Bacini del F. Mucone e del T. Ilice</i>	pag. 12
1.3 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	
<i>1.3.1 La Calabria settentrionale ed il Massiccio della Sila</i>	pag. 14
<i>1.3.2 I Bacini del F. Mucone e del T. Ilice</i>	pag. 15
<i>1.3.3 La franosità storica nei due bacini esaminati</i>	pag. 16
CAPITOLO 2 PROCESSI DI <i>WEATHERING</i> DELLE ROCCE CRISTALLINE E PROFILI DI ALTERAZIONE	
2.1 CONOSCENZE PREGRESSE	pag. 23
2.2 SCHEMI CLASSIFICATIVI	pag. 27
2.3 PROFILI DI ALTERAZIONE	pag. 30
CAPITOLO 3 LE CONOIDI	pag. 35
CAPITOLO 4 SUSCETTIBILITA', PERICOLOSITA' E RISCHIO DA FRANA	pag. 39
4.1 ELABORAZIONI IN AMBIENTE GIS E MODELLI PER LA VALUTAZIONE DELLA STABILITA' DEI VERSANTI	pag. 41

CAPITOLO 5	
MATERIALI E METODI	pag. 44
5.1 LA CARATTERIZZAZIONE DEL WEATHERING	pag. 45
5.2 ASPETTI GEOMORFOLOGICI DELLE AREE DI STUDIO	pag. 50
5.2.1 Stima dell'attività dei morfotipi	pag. 51
5.2.2 Caratterizzazione geomorfologica e sedimentologica delle conoidi	pag. 52
a) <i>Analisi della vegetazione</i>	pag. 53
b) <i>Uso del suolo</i>	pag. 57
5.2.3 La franosità	pag. 59
5.3 STIMA DELLA SUSCETTIBILITA' DA FRANA	
5.3.1 Applicazione del modello SINMAP	pag. 61

CAPITOLO 6

CARATTERI DEL WEATHERING NELLE AREE D'INTERESSE

6.1 IL WEATHERING NEL MEDIO SETTORE DEL BACINO DEL F. MUCONE	
6.1.1 La carta del <i>weathering</i>	pag. 65
6.1.2 Profili di alterazione	pag. 68
6.2 IL WEATHERING NEL MEDIO SETTORE DEL BACINO DEL T. ILICE	
6.2.1 La carta del <i>weathering</i>	pag. 78
6.2.2 Profili di alterazione	pag. 80

CAPITOLO 7

GEOMORFOLOGIA E FRANOSITA' DELLE AREE DI STUDIO

7.1 IL MEDIO BACINO DEL F. MUCONE	pag. 84
7.1.1 Caratteri della franosità	pag. 95
7.2 IL MEDIO BACINO DEL T. ILICE	
7.2.1 Evoluzione geomorfologica dal 1955 ad oggi	pag. 100
7.2.2 Caratteri della franosità	pag. 105

CAPITOLO 8

L'EVOLUZIONE DELLE CONOIDI NEL MEDIO BACINO DEL FIUME MUCONE

8.1 INDAGINI PRELIMINARI SULLE CONOIDI NELL'AREA D'INTERESSE

- 8.1.1** Aspetti morfologici ed applicazione della Teoria di Melton pag. 110
8.1.2 Attività delle conoidi dal 1955 ad oggi pag. 116

8.2 STUDIO DI DETTAGLIO IN UN'AREA CAMPIONE

- 8.2.1** Analisi geomorfologiche pag. 118
8.2.2 Caratteristiche ed evoluzione della vegetazione sulle conoidi
a) *Evoluzione della vegetazione ed analisi di campioni per indagini dendrocronologiche* pag. 125
b) *Carte di uso del suolo* pag. 128

CAPITOLO 9

VALUTAZIONE DELLA SUSCETTIBILITA' DA FRANA NEL MEDIO BACINO DEL F. MUCONE

- 9.1** APPLICAZIONE DI SINMAP pag. 133

- 9.2** RISULTATI pag. 136

CAPITOLO 10

DISCUSSIONE DEI RISULTATI

10.1 RELAZIONI TRA PROCESSI DI ALTERAZIONE E FRANOSITA'

- 10.1.1** Il medio Bacino del F. Mucone pag. 143
10.1.2 Il medio Bacino del T. Ilice pag. 146
10.1.3 Analogie e differenze tra le due aree di studio pag. 148

10.2 RAPPORTI TRA EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA ED INSTABILITA' GRAVITATIVA

- 10.2.1** Il Bacino del F. Mucone pag. 150
10.2.2 Il Bacino del T. Ilice pag. 152
10.2.3 Confronto tra i due siti d'indagine pag. 152

10.3 FRANOSITA' E CONOIDI

- 10.3.1** Rapporto tra conoidi e fenomeni d'instabilità gravitativi nel medio Bacino del F. Mucone pag. 153

10.4 RUOLO DELLA VEGETAZIONE NEI PROCESSI DI VERSANTE

- 10.4.1** Rapporti tra dinamica dell'uso del suolo e stabilità dei versanti in una porzione del bacino del F. Mucone pag. 158

- 10.5** SUSCETTIBILITA' DA FRANA pag. 161

CONCLUSIONI E PROSPETTIVE DELLA RICERCA pag. 167

NOTE BIBLIOGRAFICHE pag. 171

RINGRAZIAMENTI pag. 188

ALLEGATI I (*Cartografia*):

-Bacino del F. Mucone:

Tav. 1: Carta geomorfologica

Tav. 2: Carta inventario delle frane

Tav. 3: Carta dell'attività

Tav. 4: Carta di suscettibilità – Condizione A

Tav. 5: Carta di suscettibilità – Condizione B

Tav. 6: Carta di suscettibilità – Condizione C

ALLEGATI II (*Risultati delle prove di laboratorio*)

-Bacino del F. Mucone:

Tav. 1: Campioni del Fronte 1

Tav. 2: Campioni del Fronte 2

Tav. 3: Campioni del Fronte 6

Tav. 4: Campioni del Fronte 7

-Bacino del T. Ilice:

Tav. 5: Campioni S3-S4

Tav. 6: Campioni S5

PREMESSA

La crescente attenzione rivolta negli ultimi anni al rischio da frana è conseguenza di una maggiore consapevolezza delle precarie condizioni in cui versano molte aree del nostro pianeta. L'individuazione di scenari a rischio da frana richiede una valutazione il più possibile obiettiva della pericolosità geomorfologica legata all'evoluzione dei versanti. Com'è noto, quest'ultimo concetto è inteso come probabilità che un dato evento, di una certa intensità ed in grado di produrre danni più o meno apprezzabili, si verifichi in un particolare luogo (Varnes & IAEG, 1984). Affrontare, quindi, questo tema comporta, necessariamente, l'acquisizione di conoscenze pregresse sulla tipologia dei fenomeni più diffusi, nonché sulla loro distribuzione spaziale e temporale e sulle principali cause predisponenti e scatenanti.

E' da tempo nota l'incidenza che l'alterazione delle rocce ha sulla stabilità dei versanti e quindi sulla franosità. La formazione di coltri di *weathering*, più o meno spesse, predispone infatti il territorio a fenomeni gravitativi e di dilavamento. Molte aree del nostro pianeta sono caratterizzate da pericolosità da frana in litotipi alterati. I fenomeni che si impostano nelle coltri di alterazione, con caratteristiche molto diverse a seconda del contesto climatico, sono di tipologia assai variabile: *debris-flow*, *soil-slip*, *block-slide*, ecc. (Deere & Patton, 1971). Tra le zone più studiate, per la presenza di queste problematiche, si possono citare come esempi: il territorio di Hong Kong, alcune zone dell'Inghilterra, dell'Australia, del Brasile, del Madagascar, ed alcuni settori dell'Italia.

La Calabria è una delle regioni italiane in cui il rischio da frana è particolarmente elevato. La maggior parte dei massicci calabresi (la Sila, le Serre, l'Aspromonte) sono caratterizzati dalla presenza di litotipi plutonici e metamorfici che ne costituiscono l'ossatura. La maggiore concentrazione di fenomeni d'instabilità si rileva proprio in corrispondenza di queste rocce cristalline con una sequenza di stadi a diverso grado di alterazione. Tale circostanza è conseguenza di condizioni ambientali tali da aver causato intensi processi di disgregazione e di degradazione indebolendo l'originaria struttura di queste rocce.

Le prime segnalazioni di dettaglio sullo stato di dissesto gravitativo in Calabria risalgono agli inizi del '900. Almagià (1910) evidenziò la concentrazione di numerosi dissesti in alcuni settori del versante occidentale della Sila. Queste osservazioni furono confermate, in seguito, da una serie di studi, condotti tra gli anni '80 e '90 (Cascini, 1986; Cascini *et al.*, 1988, 1990, 1991a,

1991b, 1992a, 1992b; Cascini & Gullà, 1993; Critelli, 1988a, 1988b; Critelli *et al.*, 1991; Critelli & Le Pera, 1991, 2004; Calcaterra & De Riso, 1995; Calcaterra & Parise, 2000, 2005; Calcaterra *et al.*, 1993, 1996, 2004b) aventi come scopo la definizione delle relazioni esistenti tra *weathering* e frane del tipo *debris-flows*. Partendo da questi riferimenti bibliografici, è stata individuata la prima e più grande area di studio del presente progetto: il bacino del F. Mucone.

Successivamente si è esaminato anche un settore del bacino del T. Ilice, anch'esso localizzato sul versante occidentale del Massiccio della Sila e limitrofo al primo bacino. Per analogie litologiche e morfologiche tra i due bacini, lo studio effettuato in questo secondo sito rappresenta un'estensione ed un approfondimento degli stessi temi (instabilità e *weathering*), trattati nel caso del F. Mucone.

Lo studio si è sviluppato a partire da un'attenta indagine bibliografica seguita dalla caratterizzazione geologico-geomorfologica dei siti d'indagine. Per quanto riguarda la ricerca bibliografica, lo scopo è stato sia individuare lavori confrontabili per contesti geologici, sia scegliere la metodologia più adeguata per la realizzazione degli obiettivi. Ricordando che il progetto è finalizzato alla definizione delle relazioni esistenti tra processi di degradazione fisico-chimica ed evoluzione geomorfologica, l'approccio metodologico è stato multidisciplinare. Sono stati considerati, quindi, aspetti geologici, geomorfologici, sedimentologici, stratigrafici, idrogeologici e dendrogeomorfologici dei siti d'indagine. Sono state effettuate sia indagini di laboratorio (fotointerpretazione, analisi sedimentologiche e dendrogeomorfologiche) che *in situ*. Inoltre, si sono eseguite delle elaborazioni GIS che hanno consentito una migliore gestione dei dati raccolti ed alcune applicazioni per la produzione di carte geotematiche.

Per quanto riguarda il bacino del F. Mucone, esso è da considerare un bacino-pilota in quanto rappresenta in pieno le problematiche connesse al *weathering* in rocce cristalline. In tale ambito si è ritenuto opportuno considerare la sua porzione centrale, a causa dell'assenza di rocce cristalline, a valle, e di interessanti e recenti fenomeni franosi, a monte. Per tutto questo settore sono state elaborate una Carta geomorfologica e quattro Carte di suscettibilità alle frane. Per ottenere queste ultime si è applicato un modello su base fisica (SINMAP) che ha consentito di valutare la propensione a franare.

E' sembrato, inoltre, interessante considerare anche le conoidi formate da alcuni tributari del F. Mucone; questi corpi deposizionali, come noto, possono fornire notevoli informazioni sui fenomeni che si verificano all'interno dei sottobacini corrispondenti. Lo studio sulle conoidi è iniziato con indagini fotointerpretative che hanno consentito di ricostruire la loro evoluzione

dinamica in un intervallo temporale compreso tra il 1955 ed oggi. Sono state anche eseguite misure morfometriche confrontate con osservazioni in campagna. Allo scopo di ottenere ulteriori elementi sulla dinamica delle conoidi, si è, infine, proceduto all'analisi della vegetazione su queste.

In seguito, in un'area campione (prossima al centro abitato di Acri) sono state redatte una Carta del *weathering*, tre Carte dell'uso del suolo ed una Carta della relativa dinamica.

Il bacino del T. Ilice è stato il primo bacino sperimentale in Italia (Frega *et al.*, 1976; Caloiero *et al.*, 1977; Mercuri & Merenda, 1981) nel quale si è attuata la messa a punto di apparecchiature sperimentali finalizzate alle misure del trasporto solido. In questo bacino, in cui si riconoscono caratteristiche geologiche e geomorfologiche analoghe a quelle del bacino del F. Mucone, si è verificata, nel 1996, un'importante frana che ha causato notevoli danni alle infrastrutture ed ad un'abitazione. Il fenomeno, localizzato nei pressi del centro abitato di Luzzi, è caratterizzato da corpi di frana superficiali e da una superficie di scorrimento posta a maggiore profondità. La ricerca è stata condotta in campagna utilizzando le stesse metodologie adottate per lo studio geomorfologico nel bacino del F. Mucone. Sono state così elaborate cinque Carte di attività (in un intervallo compreso tra il 1955 ed oggi) ed una del *weathering*. Inoltre, sono stati integrati i dati derivanti da indagini in laboratorio ed in sito eseguite in passato (quali sondaggi stratigrafici, letture inclinometriche e piezometriche) con i dati ottenuti da prove effettuate nel corso di questo lavoro.

CAPITOLO 1

INQUADRAMENTO DELLE AREE DI STUDIO

1.1 ASPETTI CLIMATICI ED IDROGRAFICI

La Calabria, ubicata tra il 38° ed il 40° parallelo, ha una superficie di oltre 15000 km² e si sviluppa in lunghezza per circa 700 km.

Il clima calabrese è classificabile come “Cs: temperato caldo con estate secca” (Cbs, *sensu* Koppen, 1936), comunemente detto “clima mediterraneo”. Il clima di questa regione presenta, però, delle peculiarità e delle anomalie rispetto al generale contesto dell’Italia meridionale: i fenomeni metereologici osservati alla meso-scala sono, infatti, profondamente influenzati e modificati dalla particolare struttura fisica del territorio. La Calabria, che è contraddistinta da una morfologia molto variabile (Fig. 1.1), è una delle regioni più montuose d’Italia, tra cui spiccano le vette del Massiccio del Pollino, della Sila, delle Serre e dell’Aspromonte.

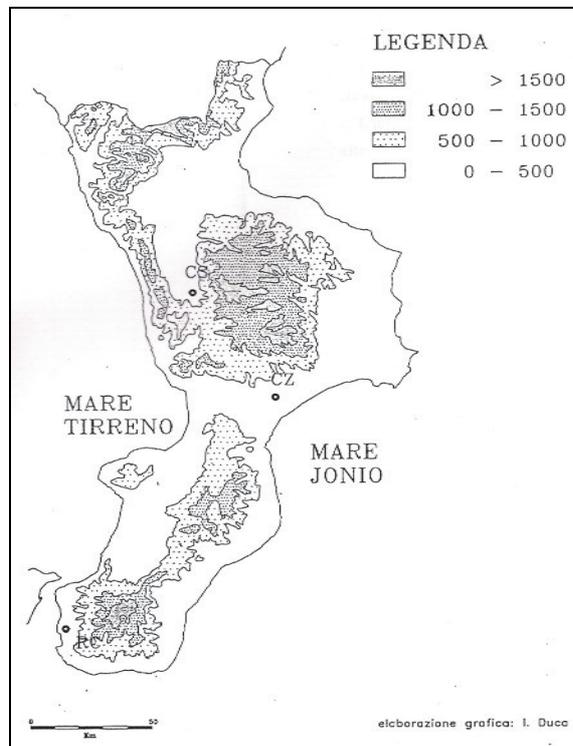


Fig. 1.1: Distribuzione altimetrica della Calabria (Caloiero *et al.*, 1990).

Tuttavia, vi sono zone, anche se poco estese, pianeggianti e collinari come la Piana di Sibari, le Valli del Crati e del Mesima, la stretta di Catanzaro e tutte le piane costiere. Per questo suo particolare e variegato assetto, si registrano, perciò, marcati contrasti climatici.

Nelle fasce litoranee e sui versanti che si affacciano sul mare si riscontrano estati calde e secche e piovosità concentrata in inverni solitamente miti, tipici del clima prettamente “mediterraneo”. Con l’aumentare dell’altitudine e nelle zone più interne il clima può invece definirsi “montano-mediterraneo” con inverni più freddi e piovosi ed estati meno calde. La piovosità media annua in Calabria, pari a 1176 mm, è più alta rispetto alla media annua in Italia (970 mm). Quasi il 50% delle piogge cade nei mesi di novembre, dicembre e gennaio; dicembre è il mese più piovoso (185 mm con il 16 % di giorni piovosi), mentre il mese meno piovoso è luglio (18 mm con il 2% di giorni piovosi) seguito da agosto (Caloiero 1975, Caloiero *et al.*, 1990). La temperatura oscilla tra -1 (Gennaio) e 18°C (Agosto) secondo i dati relativi alla stazione termopluviometrica di Camigliatello Silano (1260 m s.l.m.) in un periodo compreso tra il 1959 ed il 1970 (Scarciglia *et al.*, 2005a). La massima assoluta si è verificata a Cosenza con 47°, la minima assoluta a Trepidò con -21°. Le temperature medie annue della regione variano tra i 18°,5 di Melito Porto Salvo e gli 8°,7 di Trepidò (bacino del Neto).

La Calabria è stata suddivisa in due principali zone climatiche (Critelli & Gabriele, 1991) definite rispettivamente “Tirrenica” e “Ionica”. Nella zona Tirrenica settentrionale rientra il Massiccio della Sila che, per la sua posizione, riceve sia piogge brevi e violente che lunghe e meno intense, provenienti da ovest. Sul suo versante occidentale, come dimostra la stazione di Acri (Fig. 1.2), la piovosità media annua raggiunge valori anche pari a 1600 mm annui.



Fig. 1.2: Ubicazione del versante occidentale del Massiccio della Sila.

Questo settore della Sila è estremamente interessante poiché la quasi totalità dei corsi d'acqua presenta una fortissima variazione del regime idrometrico in funzione delle piogge. La netta relazione tra precipitazioni e portate è anche il risultato della presenza di suoli impermeabili che fanno sì che le acque piovane siano smaltite molto rapidamente. Di conseguenza, molti corsi d'acqua, localizzati in questa zona, sono definiti *fiumare* (Fairbridge, 1968), ovvero corsi d'acqua contraddistinti da alte portate nei periodi umidi e siccità nei mesi caldi. Il versante occidentale della Sila è caratterizzato anche dalla presenza sia di grandi bacini idrografici che di altri, con pendenza dei versanti molto accentuata, di estensione più contenuta.

In tale contesto rientrano i bacini del F. Mucone e del T. Illice (Fig. 1.3), oggetto della presente tesi, identificati come due campioni significativi sia per quanto riguarda gli aspetti climatici ed idrografici che i temi dell'instabilità e del *weathering*.



Fig. 1.3: Localizzazione del bacino del F. Mucone e del bacino del T. Illice.

Il Bacino del F. Mucone ha una superficie di circa 151 km² ed è delimitato a nord dal T. Duglia, a sud-est dal Lago Cecita, a sud dal T. Illice ed ad ovest dal F. Crati, del quale è affluente.

In riferimento alla cartografia IGM: alla scala 1:10000 (anno di volo 1954), l'area in esame ricade: nel Foglio n. 229, I quadrante, tavoletta SO, sezione B (Bisignano) e tavoletta SE, sezione C (Duglia), II quadrante, tavoletta NO, sezione A (Ponte Mucone) e tavoletta NE, sezione C (Monte di Noce); nel Foglio n. 230, III quadrante, tavoletta NO, sezione C (Giamberga) e tavoletta SO, sezione D (Serra della Giumenta).

Il F. Mucone ha una portata media annua di 1,25 m³/s ed una massima di 15,3 m³/s. La sua lunghezza è di 49 km e la pendenza media di circa 2,50 %. Nel 1951 fu portata a termine la diga sul F. Mucone che diede origine all'omonimo lago, detto anche Lago Cecita. Nel settore medio del bacino è situato il centro abitato di Acri a cui si farà spesso riferimento.

Il Bacino del T. Ilice, molto meno esteso del precedente (20 km² ca), ha una lunghezza di 5,6 km ed una pendenza di 10,71%. E' delimitato a nord ed ad est dal bacino del F. Mucone, a sud dal F. Arente e ad ovest dal F. Crati, in cui sfocia. Questa seconda area in esame ricade nel Foglio n. 229, II quadrante, tavoletta NO, sezione B (Luzzi). Il centro abitato, considerato come costante punto di riferimento, è Luzzi.

1.2 ASSETTO GEOLOGICO

1.2.1 La Calabria settentrionale ed il Massiccio della Sila

La Calabria centro-settentrionale costituisce il segmento più avanzato verso E dell'Arco Calabro-Peloritano, termine con il quale si indica un complesso edificio cristallino (*Complesso Calabride*, secondo Ogniben, 1969; o *Unità dell'Arco Calabro-Peloritano*, secondo Amodio Morelli *et al.*, 1976) a falde di ricoprimento costituitosi tra l'Eocene ed il Tortoniano a seguito della collisione continentale tra la placca europea e quella africana (Amodio Morelli *et al.*, 1976). L'Arco Calabro-Peloritano è stato soggetto, a partire dal Messiniano, ad una cinematica complessa che ne ha causato il distacco dal Blocco Sardo-Corso, la rapida traslazione verso SE e la conseguente apertura ed espansione del bacino oceanico tirrenico (Fig. 1.4). La geologia della Calabria settentrionale è, perciò, caratterizzata essenzialmente da falde di ricoprimento, costituite da rocce granitiche, metamorfiche sia di basso che di alto grado ed ofiolitiche, sovrascorse sui terreni sedimentari della Catena Appenninica (Fig. 1.5).

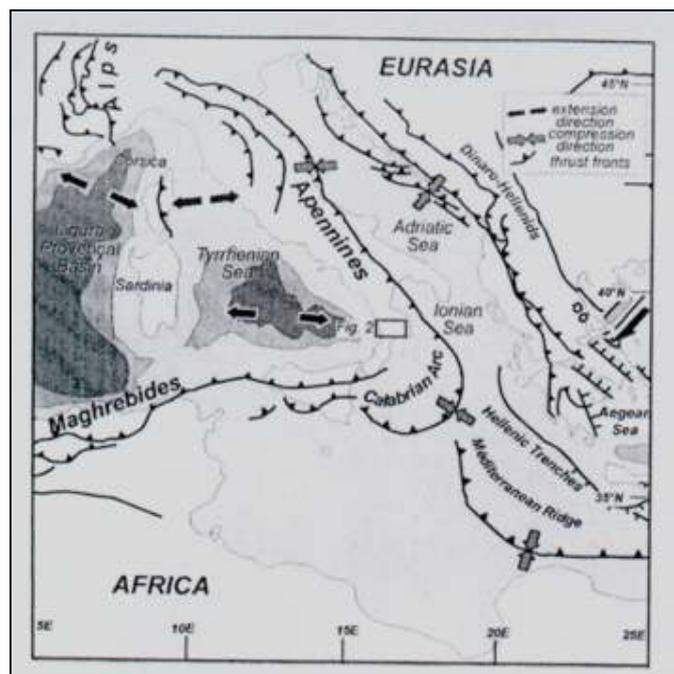


Fig. 1.4: Carta tettonica semplificata del Sistema Tirreno-Appennini (Jolivet *et al.*, 1998).

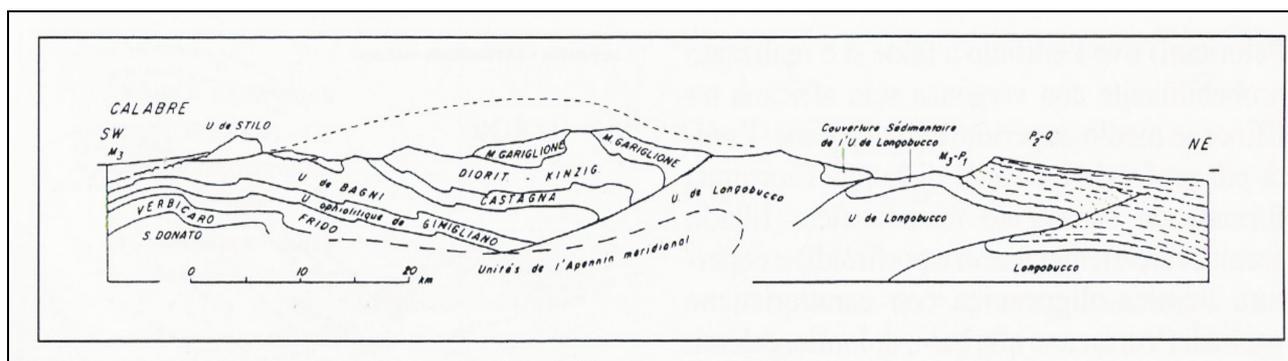


Fig. 1.5: Sezione schematica della Catena Costiera – Sila (Cadet *et al*, 1980).

La Calabria settentrionale è suddivisa in una serie di blocchi a comportamento tettonico differenziabile (Tortorici, 1980). Il quadro neotettonico generale mostra, infatti, come questa porzione della regione sia interessata da movimenti verticali di notevole entità e da movimenti orizzontali altrettanto importanti. Questi ultimi si collocano in un ben più vasto quadro geodinamico che vedrebbe la Calabria interessata da un generale regime compressivo che, provocando la curvatura dell'intera regione, darebbe luogo a manifestazioni tensive con apertura di *graben* trasversali e longitudinali (Ghisetti & Vezzani, 1979). I principali elementi strutturali nel settore centro-settentrionale della regione sono rappresentati, a N ed a S, da due grandi elementi tettonici, la faglia di Cetraro-Rossano e la faglia di Catanzaro. Entrambe potrebbero essere interpretate come due "binari" litosferici che guidano la complessiva traslazione dell'Arco Calabro-Peloritano verso E-SE.

Nella porzione più a nord della regione affiora il Massiccio del Pollino, area in prevalente sollevamento e suddivisibile in una serie di blocchi rappresentati essenzialmente da strutture ad *horst* e *graben*. In questo settore si individuano più sistemi di faglie, uno ad andamento NW-SE, la cui linea rappresentativa è costituita dalla faglia del Pollino (Fig. 1.6), ed uno ad andamento NE-SW (Tortorici, 1980). L'elemento tettonico più profondo noto è rappresentato dalle unità della Catena Appenninica, prolungamento verso sud dell'Appennino meridionale, al di sopra del quale si trova la Catena Alpina con le falde ofiolitifere sovrascorse a loro volta dalle falde cristalline. Le unità dell'Appennino meridionale affiorano anche in alcune finestre tettoniche nella Catena Costiera.

L'*horst* della Catena Costiera è contraddistinto quasi esclusivamente dai terreni dell'edificio a falde metamorfico-cristallino, composto da unità tettonostratigrafiche della Catena Alpina (Tortorici, 1982).

Il sollevamento di questo edificio a falde, costituite da terreni metamorfico-cristallini paleozoici che strutturano la Catena Costiera rispetto al *graben* della Valle del F. Crati, è stato determinato da un'importante direttrice tettonica di direzione all'incirca N-S (Sorriso-Valvo & Tansi, 1996). Questo elemento tettonico regionale, che si allunga per 50 km circa, all'incirca da S. Fili a S. Marco Argentano, è attivo sin dal Pliocene inferiore (Tortorici *et al.*, 1995). A questo limite sono associati diffusi sistemi di faglie di origine sia distensiva che transpressiva, generatesi attraverso deformazioni polifasiche (Sorriso-Valvo *et al.*, 1996).

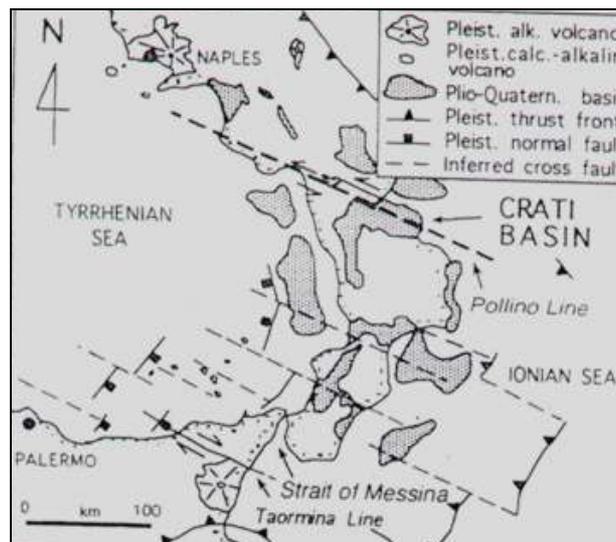


Fig. 1.6: Tettonica del Plio-Quaternario relativa all' Arco Calabro-Peloritano (Knott & Turco, 1991, semplificato).

La depressione tettonica che corrisponde alla Valle del Crati è caratterizzata da una subsidenza che nel Pliocene medio ha interessato le sue porzioni più occidentali e nel Pleistocene inferiore ha coinvolto il bordo silano, determinando quindi una superficie tempo-trasgressiva. Nel *graben* del Crati affiorano quasi esclusivamente i terreni del ciclo sedimentario Tortoniano-Pliocene inferiore (Di Nocera *et al.*, 1974), sui quali giacciono depositi dei cicli mediopliocenico-quaternari (Lanzafame & Zuffa, 1976).

Si osservano poi, nella bassa valle e nella Pianura di Sibari, depositi terrazzati quaternari di origine continentale e marina.

Lungo le principali scarpate di faglia affiorano, inoltre, depositi di *fan-delta* (Colella, 1987) e falde di detrito.

Nel settore orientale rispetto alla valle del Crati, le strutture tettoniche maggiori delimitano il grande blocco del Massiccio della Sila (Fig. 1.7). Esso fa registrare, dalla fine del Pleistocene inferiore, tassi di forte sollevamento (2-3 mm/a, Gliozzi, 1988; Ghisetti & Vezzani, 1982) e

rappresenta uno dei blocchi a comportamento tettonico differenziabile in cui è stata suddivisa l'intera Calabria. L'edificio è costituito alla base da un'unità tettono-stratigrafica ofiolitifera al di sopra della quale giace un'altra unità costituita da gneiss, anfiboliti e granuliti intrusi da grossi corpi ignei tardo-paleozoici, noti come Batolite della Sila. Sul versante orientale del blocco silano, una serie di faglie normali ad andamento NW-SE formano un sistema a gradinata verso la costa ionica, delimitando un'area subsidente. In quest'ultima zona i depositi sono caratterizzati da successioni conglomeratico-sabbiose seguite da intervalli più o meno spessi di peliti ed alternanze sabbioso-conglomeratiche regressive (Roda, 1964).

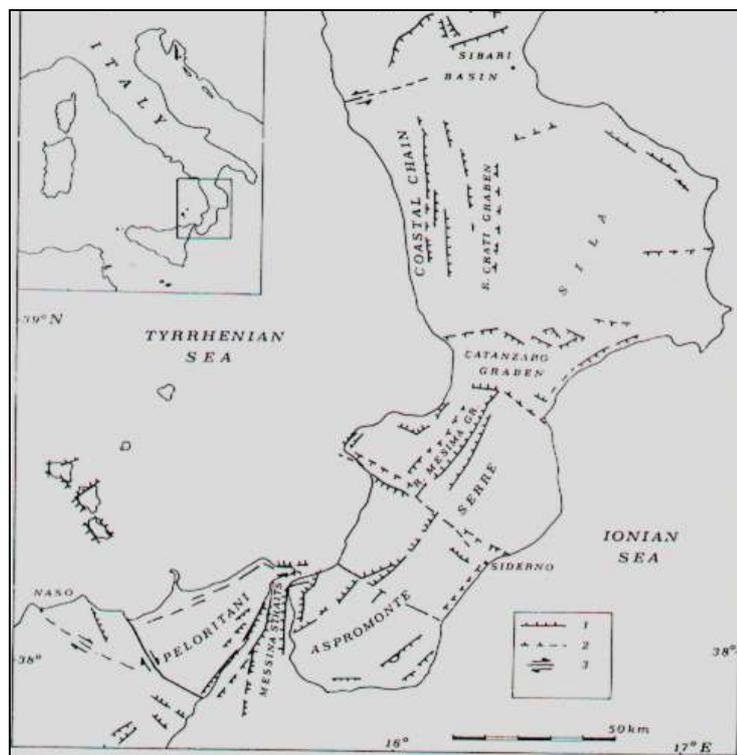


Fig. 1.7: Strutture tettoniche principali, di età neogenica, in Calabria e nei Monti Peloritani che hanno fortemente influenzato la morfologia della regione. 1): faglie; 2): faglie presunte; 3): faglie trascorrenti (Bottari *et al.*, 1981).

Sul versante occidentale della Sila (Fig. 1.8), in cui rientrano i siti d'interesse, i litotipi affioranti sono stati differenziati in un'unità gneissica ed in un'unità granodioritica; gli scisti si osservano solo in percentuali modeste. Gli gneiss, riferibili in letteratura all'Unità di Polia-Copanello (Amodio-Morelli *et al.*, 1976), affiorano per gran parte nell'area indagata. Le granodioriti, che costituiscono la porzione ignea dell'Unità di Monte Gariglione, sono giustapposte all'unità gneissica da faglie normali. Tutta quest'area è caratterizzata da un'elevata complessità strutturale, per la diffusa presenza di faglie normali ad orientamento N-S che, legate al dominio tettonico del *graben* del Crati, si sovrappongono a faglie più antiche ad andamento trasversale.

Nel complesso le faglie sono raggruppabili in tre sistemi, elencati secondo l'ordine cronologico a partire dal più antico:

- sistema N 50-60°: è contraddistinto da faglie trascorrenti destre riattivate come normali;
- sistema N 120°: è rappresentato da faglie trascorrenti sinistre con componente di movimento normale spesso predominante;
- sistema N 30°: è quello più frequente ed è costituito da una serie di faglie ribassanti verso W (Sorriso Valvo, *dati inediti*).

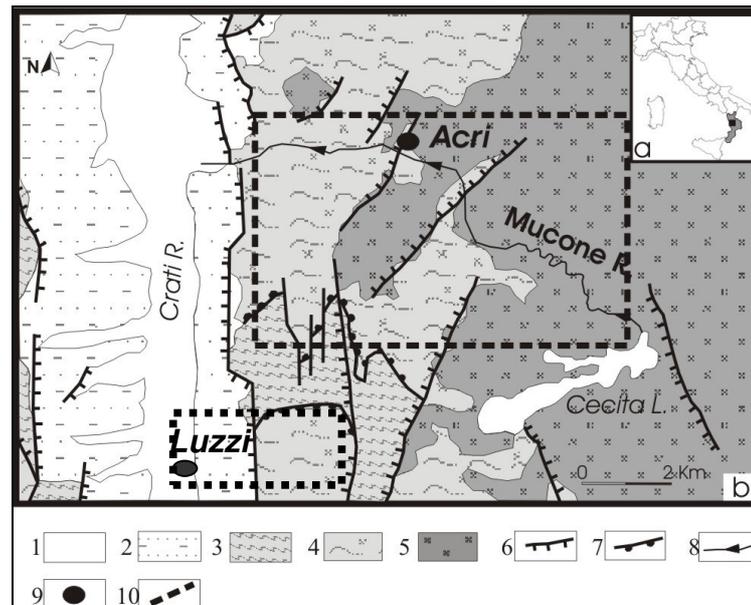


Fig. 1.8: Schema geologico-strutturale del versante occidentale della Sila (Critelli & Le Pera, 2000; modificato).
 Legenda: 1) Depositi alluvionali olocenici; 2) Depositi sedimentari pliopleistocenici ed olocenici; 3) Complesso metamorfico di basso-medio grado (Paleozoico); 4) Complesso metamorfico di alto grado (Paleozoico); 5) Complesso plutonico (Paleozoico); 6) Faglia; 7) Sovrascorrimento; 8) Corso d'acqua; 9) Centro abitato; 10) Area in esame.

Lungo i principali corsi d'acqua vi sono depositi alluvionali, costituiti da clasti eterometrici, di natura prevalentemente gneissica, spesso a spigoli vivi ed immersi in una matrice sabbiosa. Sono frequenti depositi olocenici di conoide che presentano spessore variabile. Nel settore ad ovest prevalgono sedimenti clastici calabrianici, che sono trasgressivi sul basamento cristallino. Si tratta di sabbie con livelli conglomeratici in genere da massive a mal stratificate: il contatto con il substrato è di frequente marcato da una puddinga poligenica ricca in matrice sabbiosa. Nel settore più occidentale, che corrisponde alla fascia a quote più basse, infine, affiorano depositi alluvionali attuali e recenti, connessi all'attività del Crati e dei suoi bacini tributari (F. Mucone, T. Duglia ecc.) (Parise & Calcaterra, 1999).

1.2.2 I Bacini del F. Mucone e del T. Ilice

Nel Bacino del F. Mucone affiorano principalmente terreni cristallini di età paleozoica e subordinatamente, lungo una fascia marginale occidentale, depositi sedimentari pleistocenici. I primi si distinguono in vari litotipi di natura gneissica, filladi sericitiche e scisti micacei, i secondi costituiscono una potente successione pelitico-sabbioso-conglomeratica. Le rocce gneissiche, appartenenti alla “Unità di Polia-Copanello”, sono le più diffuse e presentano caratteristiche litologiche e petrografiche assai variabili (Fig. 1.9). Studi petrografici hanno consentito di distinguere vari litotipi, caratterizzati da differenti paragenesi mineralogiche, costituite da quarzo, plagioclasti, biotite, granato, anfibolo, sillimanite, cordierite e muscovite, in quantità variabile a seconda del litotipo gneissico. Queste rocce metamorfiche di alto grado si possono suddividere così, su base petrochimica, in due gruppi (Lanzafame & Zuffa, 1976; Lorenzoni & Zanettin Lorenzoni, 1983): gli gneiss biotitici eterogenei e gli gneiss kinzigitici.

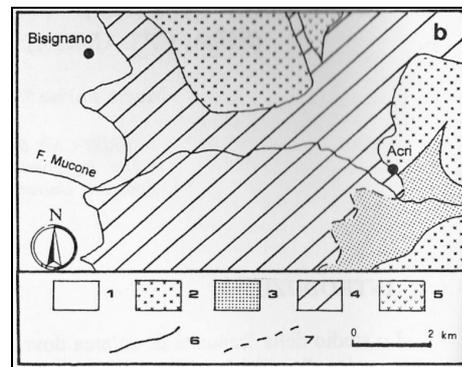


Fig. 1.9: Schema geologico dell'area nei pressi di Acri (Lorenzoni & Zanettin-Lorenzoni, 1983 – ridis. e sempl.). 1) Depositi clastici quaternari; 2) Granitoidi; 3) Gneiss biotitici eterogenei; 4) Gneiss kinzigitici. 5) Gneiss di S. Sofia d'Epiro; 6) Contatto tettonico alpino; 7) Contatto tettonico ercinico.

Nel primo gruppo si sono riconosciuti gneiss biotitici, gneiss biotitico-granatiferi, gneiss muscovitici e gneiss biotitico-anfibolici. Negli gneiss biotitici e biotitico-granatiferi si ritrovano quarzo, plagioclasio, biotite, k-feldspato e granato, come minerali principali e ossidi opachi, apatite, zircone e tormalina, come minerali accessori. La grana è minuta, la tessitura generalmente scistosa, il colore varia dal grigio al grigio scuro con toni violacei. Negli gneiss muscovitici, invece, i minerali principali sono quarzo, muscovite, plagioclasio, biotite, microclino, tormalina e granato; il colore è grigiastro con un'alternanza di letti chiari quarzoso-feldspatici e letti scuri muscovitico-biotitici. Questo gruppo affiora a S-SE dell'abitato di Acri.

Ad ovest di Acri affiorano gli gneiss kinzigitici, formati da litotipi a due miche e granato, talvolta migmatitici e subordinatamente da gneiss ad anfibolo ed anfiboliti.

Anche alla scala dell'affioramento si possono distinguere vari litotipi gneissici; gli gneiss biotitico-feldspatici e biotitico-granatiferi sono il tipo litologico più diffuso. Di colorazione

grigio-rossastra, si presentano da fissili a massivi, a grana medio-grossa con frequenti intrusioni pegmatitiche.

Le rocce gneissiche sono spesso attraversate da filoni intrusivi leucosomatici a composizione granitica (pegmatiti ed apliti), con abbondante quarzo, microclino, oligoclasio, muscovite e subordinatamente granato e tormalina. Gli gneiss non affiorano mai freschi, ma molto alterati con una notevole percentuale di minerali di neoformazione. Tra questi i più abbondanti sono: la sericite, la halloysite, la caolinite, generati dall'alterazione dei feldspati, e gli ossidi di ferro, legati al disfacimento della biotite.

All'altezza del centro storico di Acri, i due principali complessi metamorfici sono separati dalle plutoniti, ma il contatto tra plutoniti e metamorfiti solo di rado è evidente a causa dei profondi processi alterativi.

Attualmente si possono riconoscere vari sistemi di dislocazione, con piani orientati in direzione N-S, NE-SW, NW-SE, che hanno dato origine ad eventi distensivi. Tale situazione, tipica di tutto il margine occidentale silano, ha favorito i fenomeni di degradazione negli gneiss di quest'area. Anche alla mesoscala, infatti, si possono osservare fratture subverticali, che congiuntamente alle superfici dei *thrusts*, ad andamento da suborizzontale ad inclinato, riducono le rocce gneissiche in elementi poliedrici con dimensioni variabili dal centimetro al metro cubo.

In particolare, si distinguono un sistema recente di fratture caratterizzate da direzioni comprese tra N 0°-30° con piani da verticali a subverticali immergenti verso ovest, un sistema WNW-ESE con inclinazioni verso sud da 50° a 90°, ed infine un sistema ENE-WSW più antico e poco rappresentato (Cascini *et al.*, 1992b).

Nel Bacino del T. Ilce si riscontrano alcune delle stesse litologie del precedente bacino (Fig. 1.10).

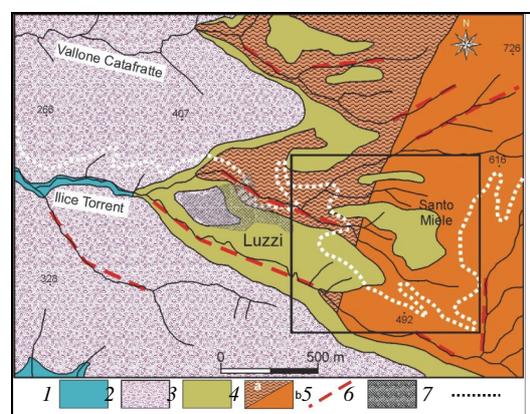


Fig. 1.10: Schema geologico dell'area di Luzzi (Calcaterra *et al.*, 2004b). Legenda: 1) Depositi alluvionali (Olocene); 2) Sabbie ed arenarie cementate (Pliocene sup.); 3) Conglomerati con intercalazioni sabbiose (Pliocene sup.); 4) Basamento paleozoico, (a) gneiss granatiferi; (b) gneiss e scisti biotitici; 5) Principali lineamenti tettonici; 6) Centro abitato; 7) Strada statale. Nel riquadro l'area di studio.

Nel settore a monte affiorano, infatti, gneiss e scisti biotitici passanti localmente a gneiss granatiferi. A valle si rileva la sequenza sedimentaria plio-pleistocenica costituita da conglomerati, sabbie ed argille ed, infine, alla confluenza con il Crati, si osservano depositi alluvionali.

I principali lineamenti tettonici mostrano un andamento NE-SW, a monte, e NW-SE, a quote inferiori, rientrando così nello schema tettonico generale del margine occidentale silano.

1.3 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

1.3.1 La Calabria settentrionale ed il Massiccio della Sila

La fascia settentrionale della Calabria si può suddividere in quattro principali unità morfologiche oltre le pianure costiere, tirrenica e ionica, che rappresentano solo l'8% del territorio calabrese (Caloiero, 1975). Tali Unità sono:

- *La Catena del Pollino*: massiccio carbonatico, posto al confine tra Calabria e Lucania, la cui cima più alta è il Monte Dolcedorme (2271 m s.l.m). Il Pollino, che rappresenta il culmine più elevato dell'intera regione, si sviluppa in direzione E-W e presenta una morfologia molto aspra caratterizzata da versanti acclivi ed incisioni strette e profonde;

- *La Catena Costiera*: detta anche Catena Tirrenica o Paolana, ha un asse quasi rettilineo e segue la costa ad una distanza che in alcuni tratti è di soli 7 km. E' estesa per circa 100 km in lunghezza e rappresenta un rilievo in sollevamento attivo. Nel settore occidentale i versanti, acclivi e fortemente controllati dalla franosità (Dramis & Sorriso-Valvo, 1983), presentano diversi ordini di terrazzi marini e conoidi alluvionali;

- *La Valle del Crati*: *graben* asimmetrico, allungato in direzione nord-sud, che separa la Catena Costiera dall'Altopiano Silano. La morfologia, tipicamente collinare, è contraddistinta da un fitto drenaggio, dominato dal F. Crati, che rappresenta l'asse principale, e da numerosi affluenti. Le forme tipiche della Valle del Crati sono: conoidi sia alluvionali che alluvionali-deltizie, terrazzi marini e continentali.

- *Il Massiccio della Sila*: ha un'altitudine media di circa 1300 m s.l.m. Il M. Botte Donato (1929 m s.l.m.) è la vetta più alta.

Il Massiccio silano mostra una morfologia piatta con grandi spianate ad alta quota. Esso è orientato secondo N-S, ha una forma sub-rettangolare e si estende da poco a nord della Stretta di Catanzaro alla Piana di Sibari. La superficie sommitale del Massiccio, in riferimento alla quale si usa la definizione di *Altopiano Silano*, conserva ancora i caratteri di una vasta spianata continentale, evoluta in clima caldo-umido tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore. Il

modellamento attuale è perciò il risultato dell'azione dei fattori esogeni che hanno operato nel Quaternario provocando un intenso stato di alterazione nelle rocce affioranti. I suoli, di tipo *Umbrisol*, *Cambrisol* e *Luvisol* (Lulli & Vecchio, 2000), variano da molto sottili a moderatamente profondi e si caratterizzano per l'accumulo di sostanza organica negli orizzonti superficiali che appaiono molto soffici e bruni (ARSSA, 2003).

Sui versanti, che dalle spianate sommitali fino ai 600 m s.l.m. circa sono acclivi ed ereditati da versanti di faglia, si imposta un *pattern* idrografico angolare con corsi d'acqua generalmente incisi; ciò è conseguenza dell'intenso sollevamento della regione, di gran lunga superiore ai 500 m durante il Quaternario.

A valle, a quote inferiori ai 600 m, dove affiorano depositi postorogeni, la morfologia è generalmente dolce. Nella fascia pedemontana, in destra orografica rispetto al F. Crati, vi sono numerose conoidi alluvionali. Questi grandi corpi sedimentari, con forma a ventaglio e pendenze blande, sono localizzati alla foce dei fiumi e dei torrenti affluenti del F. Crati e rappresentano, perciò, una delle più importanti ed interessanti forme del paesaggio pedemontano (Sorriso-Valvo, 1993).

1.3.2 I Bacini del F. Mucone e del T. Ilice

La morfologia del Bacino del F. Mucone appare fortemente condizionata sia dalle caratteristiche litologiche dei terreni affioranti, sia dall'assetto geo-strutturale.

Nel settore centrale ed a monte, fino al L. Cecita, dove affiorano rocce plutoniche e metamorfiche, sono presenti vaste spianate dalle pendenze blande. Il suolo è di colore rosso-bruno scuro, ricco di sostanza organica, abbastanza soffice e con basso grado di saturazione. Esso si presenta, quindi, maturo e molto impoverito nelle componenti chimiche più solubili (Le Pera, 1998). La differenziazione di questo orizzonte è da ricondurre al processo di accumulo della sostanza organica, favorito dalle specifiche condizioni climatiche.

L'intenso sollevamento quaternario ha smembrato le superfici suborizzontali dislocandole a quote differenti. Le numerose faglie dirette, conseguenza di un'intensa attività sismotettonica, hanno generato, inoltre, faccette triangolari e trapezoidali sui versanti. I rigetti di queste faglie possono anche raggiungere l'ordine di qualche centinaio di metri e sono testimonianza del forte sollevamento subito da quest'area.

I versanti sono molto acclivi ed incisi da valli strette ed in approfondimento con un'energia del rilievo influenzata dall'assetto strutturale. Il profilo dei versanti tende alla rettilinearità, ma è tipicamente bi-rettilineo o concavo con forte rottura di pendenza nel caso di affioramento di

terreni a comportamento meccanico diverso. Il reticolo idrografico è caratterizzato da frequenti fenomeni di approfondimento testimoniati da processi gravitativi e di erosione.

Nelle aree intravallive si rilevano numerose conoidi di dimensioni ridotte rispetto a quelle situate alla confluenza con il F. Crati. Nel settore occidentale del bacino, dove affiorano i terreni sedimentari, le pendenze dei rilievi sono più dolci.

Il Bacino del T. Illice ha una forma stretta ed allungata in direzione E-W. Non sono riconoscibili, come nel caso del bacino del F. Mucone, forme ascrivibili a spianate. Si osservano, infatti, sporadiche vette e spartiacque morfologici allungati in direzione E-W. I versanti, a quote superiori ai 400 m (dove affiorano i terreni cristallini), sono molto acclivi, per mostrare pendenze meno marcate verso valle, dove iniziano le sequenze sedimentarie. Il reticolo idrografico è di tipo uncinato, poiché, nei tratti a monte, i corsi d'acqua tendono ad avere un andamento leggermente arcuato con evidente controllo della tettonica

1.3.3 La franosità storica nei due bacini esaminati

Lo studio della franosità di un'area prevede necessariamente la conoscenza della storia pregressa dei movimenti franosi, poiché l'individuazione ed il censimento di zone dissestate note consentono la redazione di mappe del rischio. Quest'ultimo concetto esprime il prodotto tra le dimensioni del danno atteso e la probabilità che l'evento accada. I principali eventi di innesco delle frane sono costituiti da terremoti di magnitudo pari o superiore a 4 (Mc Calpin & Nelson, 1996) e dalle piogge, oltre che dall'azione dell'uomo sul territorio. Studi sui fenomeni di dissesto sul versante occidentale del Massiccio della Sila evidenziano una stretta relazione tra la predisposizione a franare e la litologia (Carrara *et al.*, 1982). Bisogna fare, quindi, una distinzione tra i fenomeni che si verificano nei terreni sedimentari, rispetto a quelli che si impostano in rocce cristalline, per distribuzione areale, per tipologia e per dimensioni. Nelle rocce gneissiche, un'attenta analisi del territorio mostra una incidenza alla franosità maggiore rispetto a quella nei litotipi sedimentari, in quanto i corpi franosi sono parzialmente mascherati e si riattivano senza chiari segni premonitori (Carrara & Merenda, 1976; Cascini *et al.*, 1992a-b). In queste rocce, che presentano una forte degradazione meteorica, si riconoscono macro-strutture tettoniche che hanno peggiorato le caratteristiche litotecniche dei terreni. Ciò determina fasce di cataclasi lungo cui si impostano processi di erosione lineare, che, a loro volta, condizionano l'evoluzione morfodinamica su ampia scala.

All'inizio del 20° secolo, è stato segnalato un forte stato di dissesto (Fig. 1.11) nel bacino del F. Mucone. Almagià (1910), infatti, scriveva:

“...sulla destra del Calamo una più estesa area franosa occupa la contrada Calvario, qui si tratta di parecchie frane contigue...” in merito alla riattivazione di fenomeni franosi (Fig. 1.12) noti già a partire dal 1700.

Nel 1941, Montanari faceva notare che “...In provincia di Cosenza non vi sono frane riguardevoli che interessano strade o fabbricati riferibili a questo gruppo. Si può forse ritenere tale la frana che interessa la strada di allacciamento di Acri presso il paese...nelle immediate vicinanze della zona in movimento si notano graniti e micascisti profondamente alterati...”. Un altro importante lavoro redatto negli anni '50 (Nicotera, 1959) segnala la presenza di numerose frane e vaste zone in erosione (Fig. 1.13) nei dintorni di Acri.

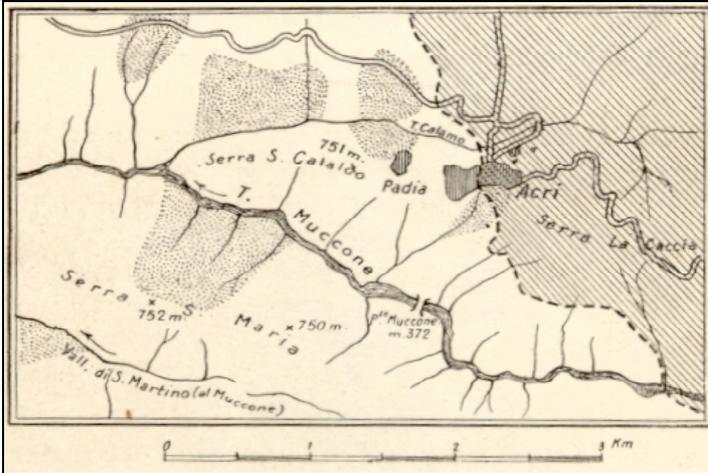


Fig. 1.11: Carta della franosità del Bacino del F. Mucone. (Almagià, 1910).

Fig. 1.12: Frana nella zona Calvario (Almagià, 1910).

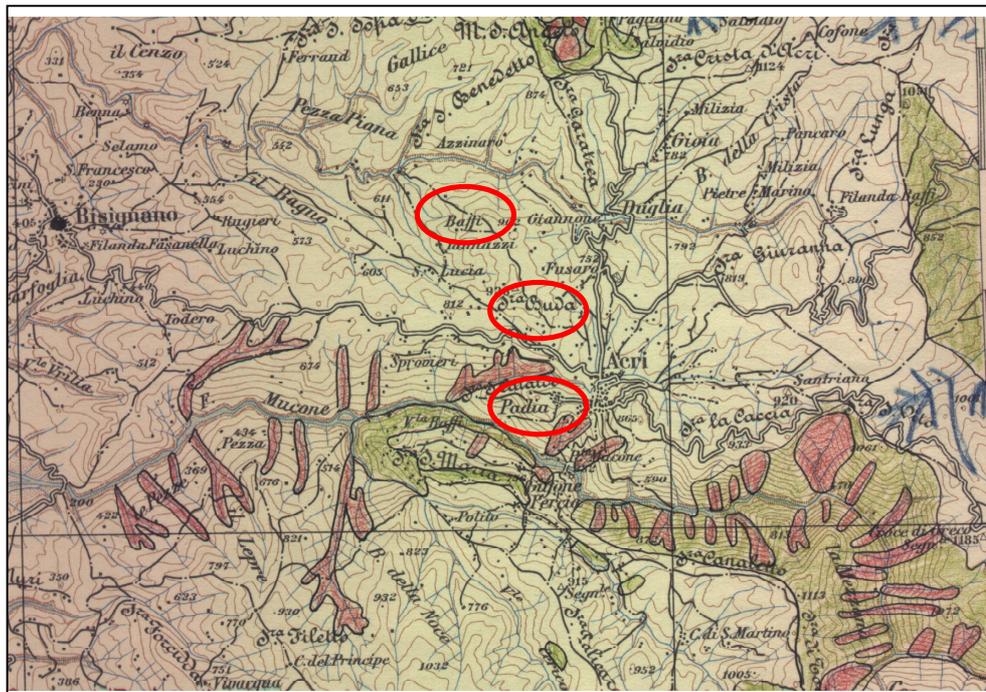


Fig. 1.13: Distribuzione dei dissesti nel settore centrale del Bacino del Mucone tra gli abitati di Bisignano ed Acri (Nicotera, 1959). Scala 1:50.000. Con il colore rosso sono delineate le zone in forte erosione, in verde quelle in cui si verificano fenomeni gravitativi.

Il bacino del F. Mucone è, pertanto, da tempo, interessato da una diffusa instabilità, con circa il 67% dei fenomeni franosi mobilizzati tra novembre e febbraio (Antronico, 1994), periodo in cui in Calabria cade circa il 50% del totale delle precipitazioni annue.

Tali fenomeni sono spesso riattivazioni di frane note già da tempo nei pressi del centro abitato di Acri (Tab. 1.1 e Fig. 1.13).

Nel bacino del F. Mucone, secondo il P.A.I. (2002), si possono individuare ampie zone in dissesto (Fig. 1.14): in particolare sono segnalate una deformazione gravitativa profonda, localizzata sul versante a nord e detta “*Sacküing* di Acri”, e scorrimenti sia attivi che quiescenti ad ovest del centro abitato.

Numerosi lavori sui fenomeni franosi nel territorio di Acri (Parise & Calcaterra, 1999, 2000a, 2000b; Gullà *et al.*, 2004; Terranova *et al.*, 2004) hanno dettagliato e documentato l’evoluzione spaziale e temporale dei versanti. In tali elaborati, alcuni corredati di Carte di attività delle frane, si segnalano gli eventi più noti di dissesto idrogeologico.

<i>DATE EVENTI FRANOSI</i>	<i>LOCALITA'</i>
20 Nov. 1937	Serra di Buda
27 Dic. 1937	Serra di Buda
*Feb-Mar 1941	Padia
*Inverno 1944-1945	Serra di Buda
*Feb. 1947	S. Leonardo
22 Feb. 1963	Croce di Baffi
*24 Gen. 1981	Croce di Baffi
*25 Gen. 1981	Croce di Baffi
*28 Gen. 1981	Cuta
Dic. 1983	Chimento
28 Nov. 1984	Serra di Buda
*17 Gen. 1985	Strada provinciale
*22 Apr. 1985	S. Leonardo
27 Apr. 1985	Calvario
Mar. 1996	Padia
Inverno 1995-1996	Serra di Buda
*Gen. 1997	Calvario
*30 Dic. 1998	Serra di Buda
*20. Gen. 1999	Bivio Acri-Luzzi
30 Gen. 1999	Calvario
*8 Feb. 1999	Padia
Mar. 1999	Calvario

Tab. 1.1: Principali frane nel Bacino del Fiume Mucone. Dati ricavati da Parise & Calcaterra (1999); (*) da Sorriso-Valvo *et al.* (2001).

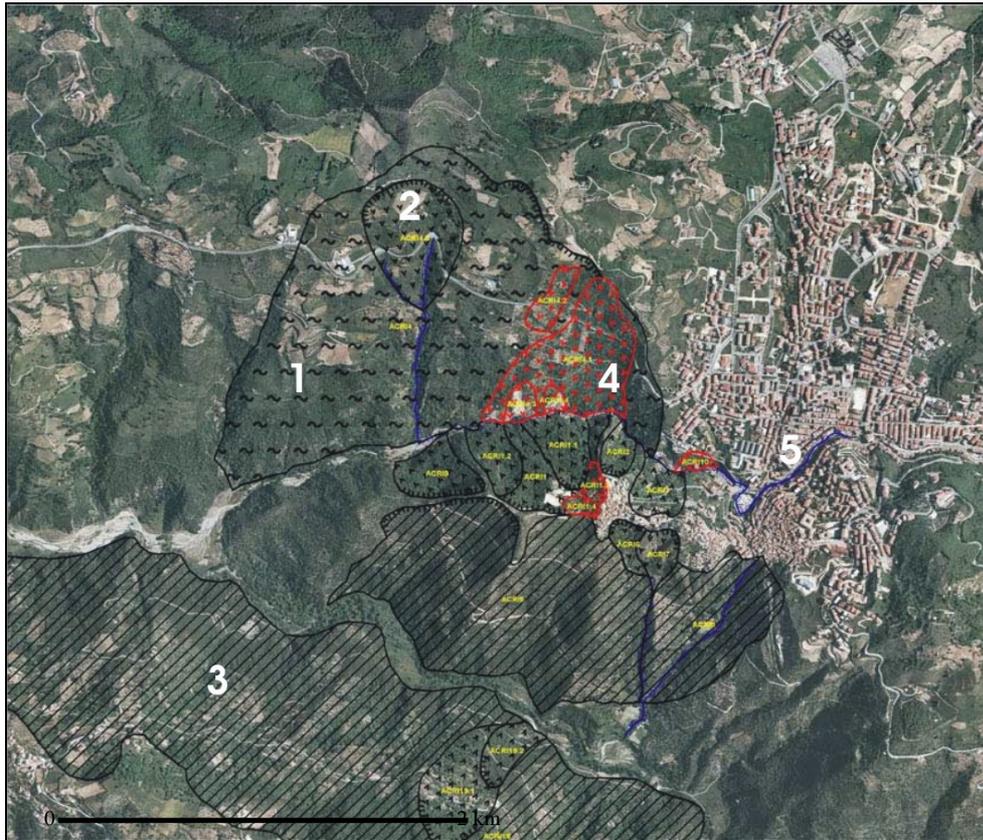


Fig. 1.14: Localizzazione dei principali fenomeni gravitativi ed erosivi nei pressi di Aciri (Bacino del F. Mucone), (P.A.I., 2002). Forme quiescenti: 1) *Sackiing*; 2) *Scorrimento*; 3) *Spandimento superficiale*; Forme attive: 4) *Scorrimento*; 5) *Alveo con tendenza all'approfondimento*.

Nel bacino del T. Illice le prime frane delle quali si ha notizia risalgono al 16° secolo (Tab. 1.2 e Fig. 1.15) a dimostrazione di una cronica predisposizione all'instabilità anche per questo secondo sito.

Nel lavoro di Nicotera (1959) non sono segnalati fenomeni franosi particolari; successivamente Frega *et al.*, (1976) e Caloiero *et al.*, (1977) osservano frequenti fenomeni di frana i cui sedimenti vengono rimossi durante le piene con conseguente mutamento delle caratteristiche dell'alveo.

Mercuri e Merenda (1981) stimano, nel bacino del T. Illice, un volume di materiale in frana di $3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3$ circa

Gli elaborati cartografici del P.A.I. (2002) indicano, nel settore a monte del centro abitato di Luzzi, frane profonde sia quiescenti che attive e scorrimenti recenti (Fig. 1.16). Tra i fenomeni attivi, si segnala la frana di S. Miele, nota per aver creato ingenti danni sia alla S.S. 559 che ad alcune abitazioni (Fig. 1.17).

<i>DATE EVENTI FRANOSI</i>	<i>LOCALITA'</i>
1569	S. Miele
1569	Sambucina
1929-30	-
19 Feb. 1979	-
Gen. 1981	Piazza dei Caduti-Cortinelle
1981	SS 559
13 Ott. 1984	SS 559
Apr. 1991	Strada per Rose
1996	S. Francesco
Mar. 1996	Trappitello
Mar. 1996	SS 559
23Mar. 1996	S. Giuliano
Mar. 1996	S. Francesco
Mar. 1996	S. Mauro
Mar. 1996	S. Miele
3 Giu 1996	SS 559
Ago. 1996	SS Luzzi_Rose
Dic. 1996	S. Miele
1997	Santuario Madonna della Sanità
Gen. 1997	Maldirima
17 Gen. 1997	SP Bisignano-Acri
18 Gen 1997	SP destra Crati
Giu. 1997	SS 559
Ago 1997	Pigne
Dic. 1997	S.Miele
30 Gen. 1998	SS 559
1 Gen. 2003	Via Santa Filomena

Tab. 1.2: Eventi franosi nel Bacino del T. Illice (Dati: ASICal e AVI).

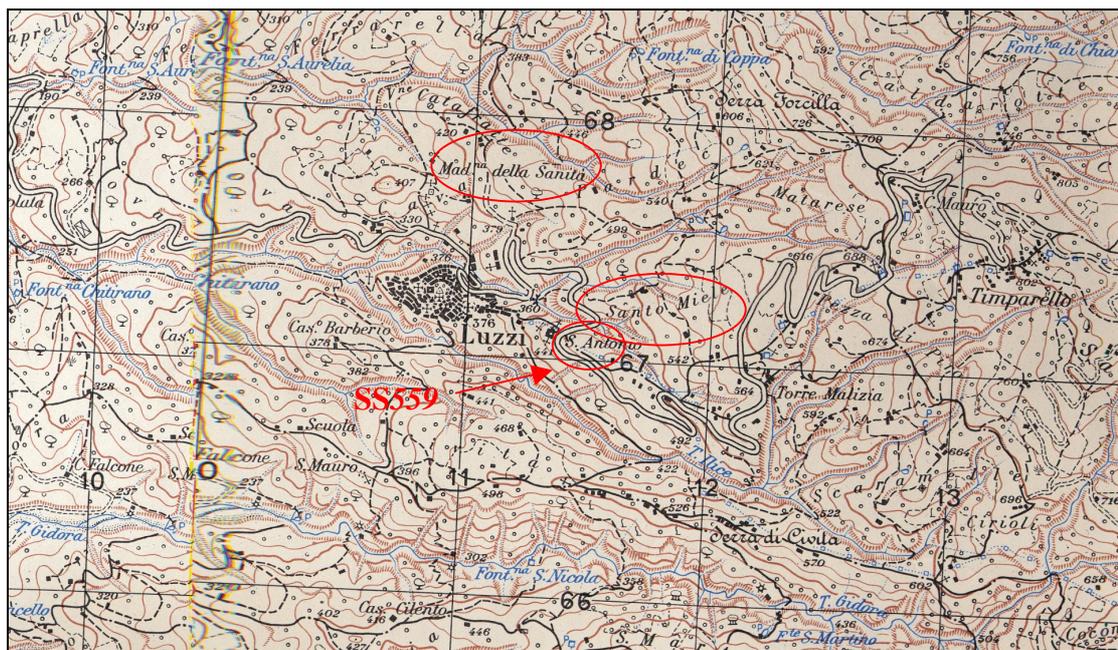


Fig. 1.15: Principali località colpite da frane nei dintorni di Luzzi (Bacino del T. Illice). Scala 1:25.000 (Cartografia IGM).

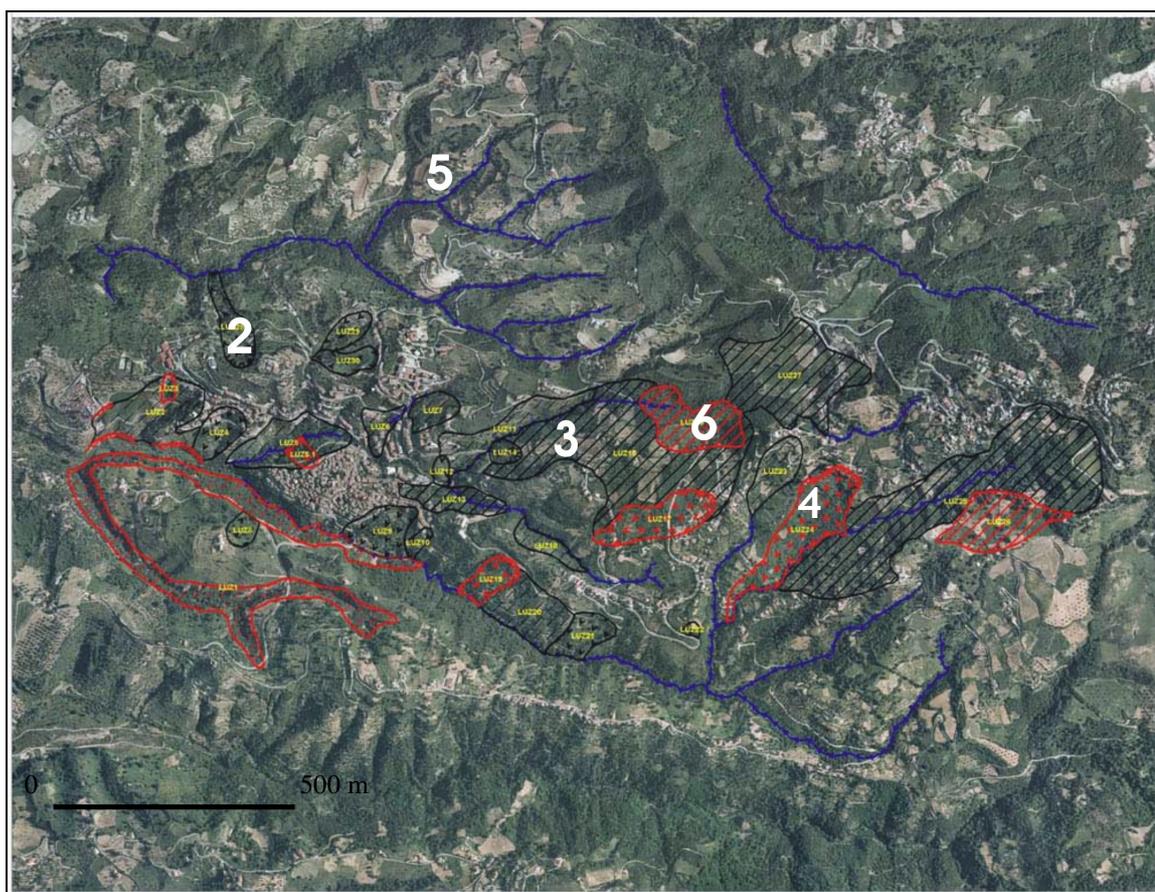


Fig. 1.16: Localizzazione dei principali fenomeni gravitativi ed erosivi nei pressi di Aciri (Bacino del T. Ilice), (PAI, 2002). Forme quiescenti: 2) *Scorrimento*; 3) *Spandimento superficiale*; Forme attive: 4) *Scorrimento*; 6) *Spandimento superficiale*. 5) *Alveo con tendenza all'approfondimento*.



Fig. 1.17: Abitazione colpita dalla frana del Dicembre 1996 a S. Miele (frazione di Luzzi).

Anche nel caso di questo secondo bacino, la zona colpita dal dissesto idrogeologico risulta essere quella centrale, nei pressi dell'abitato di Luzzi.

Alla luce di quanto detto fino ad ora, è stata considerata solo la porzione centrale del bacino del F. Mucone, nei pressi di Acri, escludendo così il settore a valle, in cui affiorano depositi sedimentari, e le porzioni più alte, in cui non ci sono evidenti fenomeni franosi. L'area d'interesse ricade, quindi, nella porzione ad ovest – sudovest rispetto al centro abitato di Acri e si estende fino al Lago Cecita.

Per quanto riguarda, invece, il bacino del T. Ilice, l'area di studio è circoscritta ad un limitato settore centrale, a monte rispetto al paese di Luzzi, investito dall'importante riattivazione del 1996 in località San Miele.

CAPITOLO 2

PROCESSI DI *WEATHERING* DELLE ROCCE CRISTALLINE E PROFILI DI ALTERAZIONE

2.1 CONOSCENZE PREGRESSE

Con il termine *weathering* si indica un cambiamento delle proprietà chimiche e fisiche delle rocce in seguito all'azione degli agenti esogeni. Il disfacimento delle rocce, che procede dall'esterno verso l'interno, determina la formazione di un manto di alterazione (Fig. 2.1), più o meno spesso, che, in seguito a fenomeni di erosione, può venire rimosso. La roccia "fresca" che rimane esposta, in conseguenza di una diminuzione del carico, si dilata formando una serie di fratture.

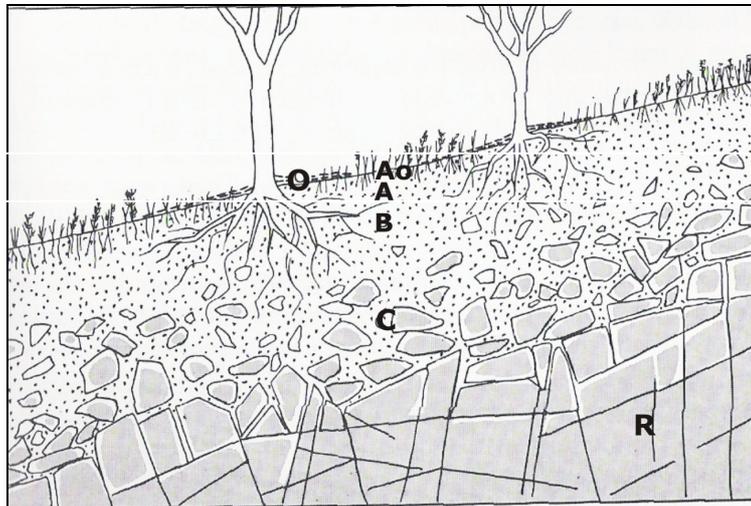


Fig. 2.1: Formazione di un manto detritico sulla roccia (Castiglioni, 1991). O: orizzonte organico indecomposto; Ao, A, B: orizzonti organici e minerali fortemente alterati (fanno parte del suolo); C: orizzonte costituito da roccia alterata; R: roccia sottostante inalterata.

Il *weathering* è, perciò, il risultato di processi fisici e chimici che comunemente agiscono insieme. I primi, che sono fenomeni di "disgregazione" (fratturazione, desquamazione, esfoliazione, crioclastismo, aloclastismo), determinano cambiamenti fisici della roccia (Fig. 2.2).

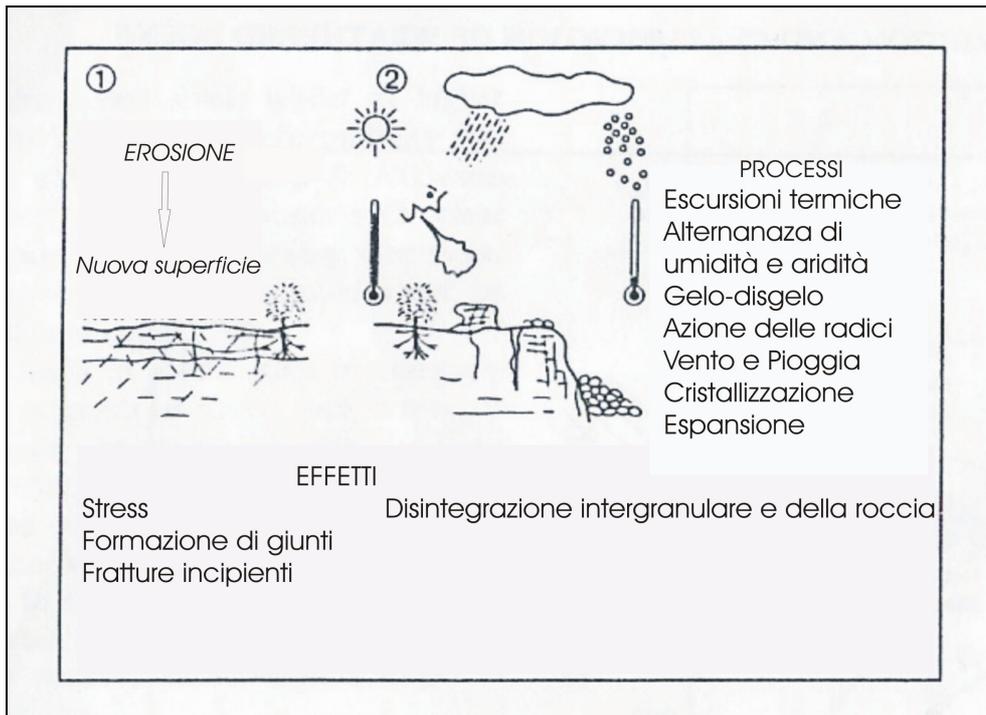


Fig. 2.2: Processi di *weathering* fisico (Geological Society Engineering Group, 1995 - modificato).

I processi di tipo chimico sono detti, invece, di “alterazione” ed includono: ossidazione e riduzione, soluzione e carbonatazione, corrosione, idrolisi ed idratazione, che agiscono sull’equilibrio mineralogico della roccia esercitando una vera e propria decomposizione (Fig. 2.3).

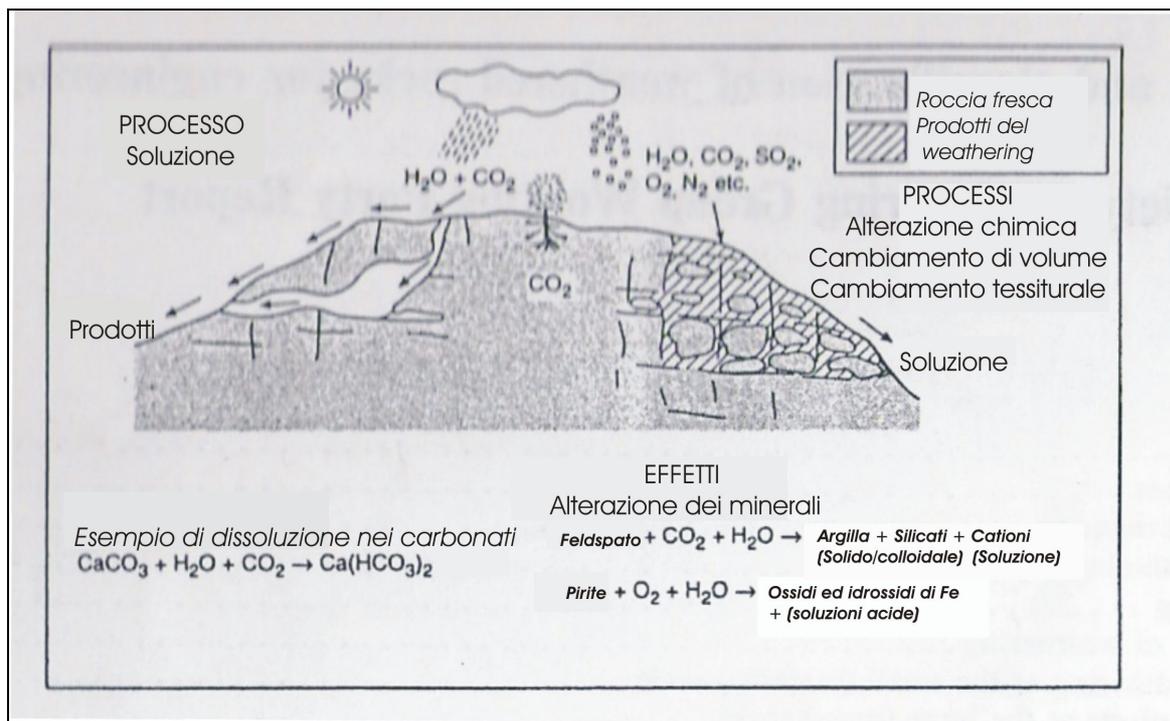


Fig. 2.3: Processi di *weathering* chimico (Geological Society Engineering Group, 1995 - modificato).

L'intensità e lo stile del *weathering* sono strettamente collegati:

- alle caratteristiche della roccia-madre (tessitura, struttura, composizione chimica, superficie specifica, ecc., Jayawardena & Izawa, 1994; Ersoy & Waller, 1995);
- al rilievo (quota, esposizione, pendenza, Egli *et al.*, 2003);
- alla materia organica (fauna, vegetali, Martinez-Mena *et al.*, 1999);
- al clima (temperatura, pressione e tipo di evento meteorologico, Brooks *et al.*, 2002);
- all'azione antropica (Kimoto *et al.*, 2002).

Le coltri di disfacimento rappresentano, quindi, la risposta, a livello meccanico e petrografico, alla combinazione di più fattori ambientali sia passati che attuali. Ciò è particolarmente evidente nelle zone con clima temperato, come nel nostro caso, dove nel recente passato geologico si è avuta alternanza di fasi glaciali ed interglaciali (Saunders & Fookes, 1970). Una conferma è data dal fattore di lisciviazione¹ (Tab. 2.1) che, legato all'erosione, esprime la capacità dell'acqua di percolare all'interno del suolo trascinando i minerali solubili dagli orizzonti esterni alle zone interne della roccia. Questo parametro, funzione delle precipitazioni, è, per la Calabria, molto più alto rispetto ad altre aree geografiche (Le Pera & Sorriso-Valvo, 2000b).

LOCALITA'	T media (°C) annuale	Precipitazione media annuale	Clima	Leaching
Calabria <i>Sila</i>	10-12	1800-1400	Temperato umido (mediterraneo)	147.0 – 100.4
Irlanda <i>M. Mourne</i> <i>M. Wicklow</i>	9 10	1361 1859	Temperato fresco	106.4 152.9
Corsica <i>Ajaccio</i>	16.01	698	Temperato caldo (mediterraneo)	16.67
Brasile <i>Rio de Janeiro</i>	24	975	Subtropicale	18.3
Canada <i>N Baffin Island</i>	4	<600	Glaciale	46.8
Australia <i>Bega Batholith</i>	14.5	900	Temperato umido	42.1

Tab. 2.1: Caratteristiche climatiche dell'area di studio confrontate con quelle di altre zone (Le Pera & Sorriso-Valvo, 2000b, modificata).

¹ Fattore di lisciviazione (Crowter, 1930) = Precipitazione media annua (in cm) – 3.3 × Temperatura media annua (in °C)

Tra i tanti effetti del *weathering* si distinguono:

- riduzione degli sforzi di taglio e di compressione (Rawlings, 1986);
- riduzione della velocità delle onde sismiche negli strati;
- cambiamenti relativi alla permeabilità;
- presenza di minerali relitti;
- comparsa di minerali di neoformazione;
- vuoti colmati in seguito alla deposizione dei prodotti del *weathering*.

I principali effetti dell'alterazione alla scala dell'ammasso sono, invece:

- fenomeni di *piping* (Brand, 1990);
- formazione di giunti e fratture o eventuale ampliamento degli stessi se già esistenti;
- instabilità dei versanti (Fookes, 1978).

Le prime osservazioni sul *weathering* risalgono agli anni '50, quando, grazie a Moyer (1955) e Ruxton & Berry (1957), si cominciò a porre l'attenzione sulla presenza di alterite al di sopra della roccia madre. E' stata, quindi, la scuola inglese a creare le basi per una serie di studi mirati alla definizione dell'alterazione. La ricerca si è affinata nel corso degli anni, consentendo descrizioni sempre più dettagliate della coltre di alterazione (Baynes *et al.*, 1978). Numerosi autori hanno descritto il *weathering* in varie parti del mondo: Moyer (1955) in Australia, Ruxton & Berry (1957), Geotechnical Control Office (1984, 1988) ad Hong Kong; Lee & De Freitas (1989) in Corea; Dearman (1974, 1976), Dearman *et al.* (1976), Baynes *et al.* (1978), in Inghilterra; Raj (1985) in Malaysia. Alla fine degli anni '80, infine, si sono evidenziate le sostanziali differenze tra i vari tipi di regolite (*eluvium*, *colluvium* e terreno residuale) ed il *bedrock* (Ollier, 1988).

Lo studio del *weathering* è affrontato in letteratura a scale differenti. Bisogna, infatti, distinguere il materiale roccioso dall'ammasso. Per quanto riguarda il materiale roccioso, la descrizione deve avvenire alla scala dei campioni; per l'ammasso roccioso, invece, la scala deve essere tale da rappresentare tutte le caratteristiche dell'ammasso stesso. Oltre ad una differenza in termini di scala, nella vastissima letteratura disponibile si può vedere come il *weathering* sia stato studiato con diversi approcci. Alcuni autori si sono soffermati sulle cause e le conseguenze di questo processo; altri, invece, hanno elaborato un metodo per rendere molto più fruibili i dati. L'interesse dimostrato dal mondo scientifico spazia dallo studio dell'assetto strutturale (Chigira, 2001; Chabas & Jeannette, 2001; Cardell *et al.*, 2003; Ehlen, 2002); alla presenza di minerali alterati (Le Pera & Sorriso-Valvo, 2000a; Duzgoren-Aydin *et al.*, 2002; Molina Ballestreros & Cantano Martin, 2002); alla variazione delle proprietà meccaniche (Calcaterra & De Riso, 1995;

Chigira, 2001; Fouché *et al.*, 2001); dall'influenza del clima (Migon & Lidmar-Bergström, 2001, Siame *et al.*, 2001; Dykes, 2002); al ruolo della materia organica (Cerdà, 1998; DeBano, 2000; Meunier *et al.*, 2001; Wilkinson *et al.*, 2002); dalle condizioni topografiche predisponenti (Guzzetti & Reichenbach, 1994) ai fenomeni franosi (Blikra & Nemeč, 1998; Bell & Maud 1999; Lee *et al.* 2002, Terranova *et al.*, 2004).

Per quanto riguarda i massicci cristallini della Sila, i primi riferimenti al *weathering* si trovano già in Cortese (1895). Altri contributi arrivarono negli anni '50, grazie ad Ippolito (1953) e Nicotera (1959) e poi, negli anni '70, in seguito ad alcune osservazioni fatte da Guzzetta (1974) e da Ietto (1975). Anche Lanzafame & Zuffa (1976) descrivono uno stato d'intensa tettonizzazione e di profonda alterazione nelle rocce cristalline silane. In seguito si segnalano i lavori di Cascini (1986), Cascini & Versace (1988, 1990), Cascini *et al.* (1988, 1990, 1991a, 1991b, 1992a, 1992b), Critelli (1988b), Critelli *et al.* (1991), Critelli & Le Pera (1991, 2004), Calcaterra *et al.* (1993, 1996), Le Pera & Sorriso Valvo (2000a, 2000b), Le Pera *et al.* (2001a, 2001b), Parise & Calcaterra (1999, 2000a, 2000b), Scarciglia *et al.* (2005a, 2005b), che hanno affrontato vari aspetti del *weathering*, verificando anche nuove metodologie d'indagine.

2.2 SCHEMI CLASSIFICATIVI

La definizione di un particolare grado di *weathering* consente di comprendere i fattori che hanno determinato l'alterazione stessa e di differenziare, nell'ambito di un litotipo, zone a comportamento meccanico diverso. E' quindi evidente come la caratterizzazione del grado di alterazione rappresenti uno strumento per la definizione delle relazioni tra fattori predisponenti e scatenanti nella stabilità dei pendii (Critelli *et al.*, 1991).

Si è resa necessaria, perciò, ai fini del rilevamento, l'esigenza di formulare uno schema che consentisse di distinguere, in maniera univoca, i diversi stadi di alterazione. La definizione delle classi di *weathering* è stata, però, da sempre motivo di dibattito sia per i diversi obiettivi a cui può essere finalizzato lo studio dell'alterazione, sia per alcune problematiche che si presentano al momento del rilevamento. Alcune di queste difficoltà, legate alle caratteristiche delle rocce, sono state segnalate dalla Geological Society Engineering Group (1995):

- le rocce possono presentare differenti modalità di alterazione nelle stesse condizioni ambientali;
- la presenza di giunti o faglie può far sorgere difficoltà durante il rilevamento;
- le rocce alterate possono essere difficilmente classificabili;

- un dato schema classificativo non si può utilizzare per il rilevamento del *weathering* di qualsiasi roccia.

In letteratura si rinvencono diversi schemi classificativi (Tab. 2.2) introdotti a partire dagli anni '50, tutti basati sull'identificazione visiva e quantitativa di alcune proprietà della roccia. Escludendo quelle riferibili a rocce sedimentarie, sono di seguito descritti i principali schemi elaborati per il rilevamento dell'alterazione in litotipi cristallini.

MOYE, 1955	RUXTON & BERRY, 1957	SOWERS, 1963, 1967	WEINERT, 1964; FOOKES et al., 1971	KNILL & JONES, 1965	BARATA, 1969	DEREE & PATTON, 1971	LITTLE, 1967, 1969; DEARMAN, 1976; ISRM, 1978; BSI, 1981; IAEG, 1981; GCO, 1984	
Terreno	Terreno	Terreno ZONA SUPERIORE	Terreno residuale	Terreno	Terreno residuale maturo CLASSE I	Terreno residuale CLASSE I	Orizzonte A	Terreno residuale CLASSE VI
Roccia completamente alterata	Detrito residuale CLASSE I ZONA A	Saprolite ZONA INTERMEDIA	Roccia molto alterata	Roccia completamente alterata CLASSE IV	CLASSE IIA		Orizzonte B	Roccia completamente alterata CLASSE V
Roccia altamente alterata	Detrito residuale con nuclei rocciosi CLASSE II ZONA B	Roccia parzialmente alterata ZONA DI TRANSIZIONE		Roccia altamente alterata CLASSE IIIA	Terreno residuale non maturo	CLASSE IIB	Transizione da saprolite a roccia parzialmente alterata (IIA)	Roccia altamente alterata CLASSE IV
Roccia moderatamente alterata	Nuclei rocciosi con detrito residuale CLASSE III ZONA C		Roccia alterata	Roccia moderatamente alterata CLASSE IIIB	Roccia molto alterata CLASSE III	Roccia alterata CLASSE II	Roccia parzialmente alterata (IIB)	Roccia moderatamente alterata CLASSE III
Roccia debolmente alterata	Roccia parzialmente alterata CLASSE IV ZONA D	Roccia non alterata	Roccia fresca	Roccia debolmente alterata CLASSE II	Roccia fratturata CLASSE II	Roccia non alterata CLASSE III	Roccia debolmente alterata CLASSE II	
Roccia essenzialmente fresca	Roccia madre			Roccia fresca CLASSE I	Roccia fresca CLASSE I		Roccia fresca CLASSE I	Roccia fresca CLASSE I

Tab. 2.2: Confronto tra classifiche del grado di alterazione di rocce cristalline (Cascini *et al.*, 1992b).

La prima classificazione, proposta da Moye (1955), prende in considerazione sei livelli di alterazione partendo dalla roccia “essenzialmente fresca”. Nel 1957, Ruxton & Berry inseriscono nel loro schema il materiale “residuale” e introducono il concetto di “classe di alterazione” escludendo il suolo e la roccia fresca. Dopo i primi due schemi se ne ricordano almeno altri cinque (Sowers, 1963, 1967; Weinert, 1964; Knill & Jones, 1965; Barata, 1969; Deere & Patton, 1971; Fookes *et al.*, 1971) in cui sostanzialmente si possono individuare tre grandi zone o classi

di alterazione: la roccia fresca, la roccia molto alterata ed il terreno residuale. Tra queste classificazioni va segnalata quella di Deere & Patton (1971) che si distingue per l'individuazione di alcuni orizzonti di transizione all'interno delle classi I e II.

Oggi è ampiamente usato uno schema, simile a quelli proposti da Moye (1955) e da Ruxton & Berry (1957), che vede d'accordo più gruppi di ricerca (Little, 1969; Dearman, 1976; ISRM, 1985; IAEG, 1981; GCO, 1984). In questa classifica (Tab. 2.3) compaiono sei "classi di alterazione": la prima corrisponde alla roccia inalterata, l'ultima è relativa al terreno residuale; il passaggio tra le due è segnato dalla presenza di altri quattro classi intermedie. La roccia (o il terreno) ascrivibile ad un preciso stadio di *weathering* deve presentare alcuni caratteri strutturali e tessiturali e rientrare in alcuni *range* di valori ricavati con *test*-indice.

CLASSE	DESCRIZIONE	CARATTERI DISTINTIVI TIPICI
VI	Terreno residuale	Terreno formato dall'alterazione in posto con la tessitura originaria della roccia completamente distrutta.
V	Roccia completamente alterata	Roccia completamente disgregata ma con la tessitura originaria della roccia preservata. Il martello di Schmidt non fornisce valori di rimbalzo. Il materiale si disgrega rapidamente in acqua. La punta del martello da geologo solca facilmente la superficie.
IV	Roccia altamente alterata	Roccia alterata in maniera tale che frammenti di grandi dimensioni possono essere rotti con le mani. Il martello di Schmidt fornisce valori di rimbalzo fino a 25. Il materiale non si disgrega rapidamente in acqua. La punta del martello da geologo non solca la superficie. Il penetrometro tascabile fornisce valori dell'indice di resistenza superiori a 250 kPa. I singoli granuli possono essere staccati dalla superficie.
III	Roccia moderatamente alterata	Roccia completamente decolorata. Considerevolmente alterata ma dotata di resistenza tale che frammenti di 55 mm di diametro non si possono rompere con le mani. Il martello di Schmidt fornisce valori di rimbalzo compresi tra 25 e 45. Materiale roccioso non friabile.
II	Roccia debolmente alterata	Roccia decolorata lungo le discontinuità. La resistenza c'è prossima a quella della roccia fresca. Il martello di Schmidt fornisce valori di rimbalzo superiori a 45. Sono necessari più colpi del martello da geologo per rompere i campioni.
I	Roccia fresca	Roccia nella quale non sono visibili né segni di alterazione né di decolorazione.

Tab. 2.3: Classifica del grado di alterazione dei materiali rocciosi secondo il Geotechnical Control Office di Hong Kong (G. C. O, 1984), da Critelli *et al.*, (1991).

Le ultime due classifiche note, redatte ad opera del Geological Society Engineering Group (1995) e non presenti in Figura 2.2, sono le versioni modificate di Moye (1955) e di Ruxton & Berry (1957) in cui compaiono cinque classi di alterazione.

2.3 PROFILI DI ALTERAZIONE

La caratterizzazione del *weathering* rappresenta un importante fattore di controllo relativo alla stabilità dei versanti e, quindi, alla pianificazione territoriale. La difficoltà del rilevamento del grado d'alterazione è legata alle ampie variazioni delle proprietà composizionali e meccaniche dei materiali prodotti dal *weathering* e, quindi, all'irregolare e poco marcato passaggio sia verticale che laterale tra le diverse classi. Tale problematica ha fatto nascere, quindi, l'esigenza di descrivere la sequenza ed i rapporti tra le varie classi di alterazione e quindi i possibili "profili di alterazione", ovvero la successione di stadi compresi tra la roccia madre e la superficie topografica. Il passaggio verso le zone più esterne è, in genere, marcato da un aumento del disfacimento fisico-chimico che denota un incremento del *weathering*. In generale, un tipico profilo di alterazione si può distinguere in due parti: 1) roccia inalterata (*bedrock*), alla base, 2) regolite, nelle porzioni esterne. Tutto ciò che rientra nella zona di transizione al di sopra della roccia "fresca" è chiamato anche "fronte di alterazione" (Mabbutt, 1961) o "superficie basale di alterazione" (Ruxton & Berry, 1957), ed è quello a cui si fa riferimento quando si parla di *weathering*.

I profili di alterazione sono, quindi, costituiti da un *bedrock* al di sopra del quale si trova la roccia alterata in posto, detta "saprolite" (*eluvium* o *terreno residuale*), che può essere coperta a sua volta da materiale alterato che ha subito trasporto (*colluvium*). L'insieme del saprolite e del *colluvium* prende il nome di "regolite" (Fig. 2.4).

I profili di *weathering* che seguono uno schema con progressivo incremento di degradazione verso l'alto vengono definiti "semplici" (Baynes *et al.*, 1978). Questo dovrebbe avvenire, ad esempio, in rocce come i graniti che presentano un'omogeneità ed una regolarità del loro sistema di fratturazione. In queste rocce si osserva, solitamente, un'alterazione graduale e concentrica che genera nuclei sferici e subsferici di roccia più o meno fresca passante a materiale incoerente (Ollier, 1971). Ciò avviene perché l'acqua, arrivando sulla superficie della roccia già alterata, penetra all'interno delle fratture (Fig. 2.5) iniziando il processo di degradazione.

I principali processi di *weathering* fisico e chimico che interessano le rocce cristalline sono:

- effetto dell'acqua e dei fenomeni di gelo-disgelo in alcuni periodi, con successiva fratturazione;
- idrolisi dei silicati con formazione di silice disciolta, ovvero di minerali residui argillosi.

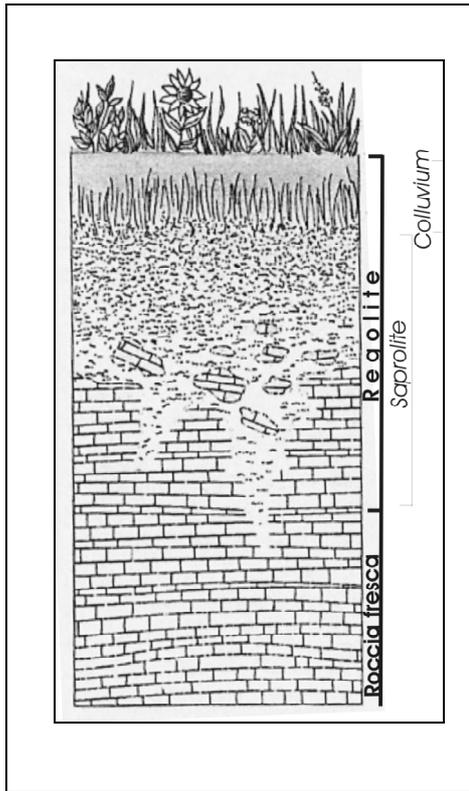


Fig. 2.4: Suddivisione di una coltre di alterazione in diversi orizzonti. (Judson & Kauffman, 1990 – modificato).

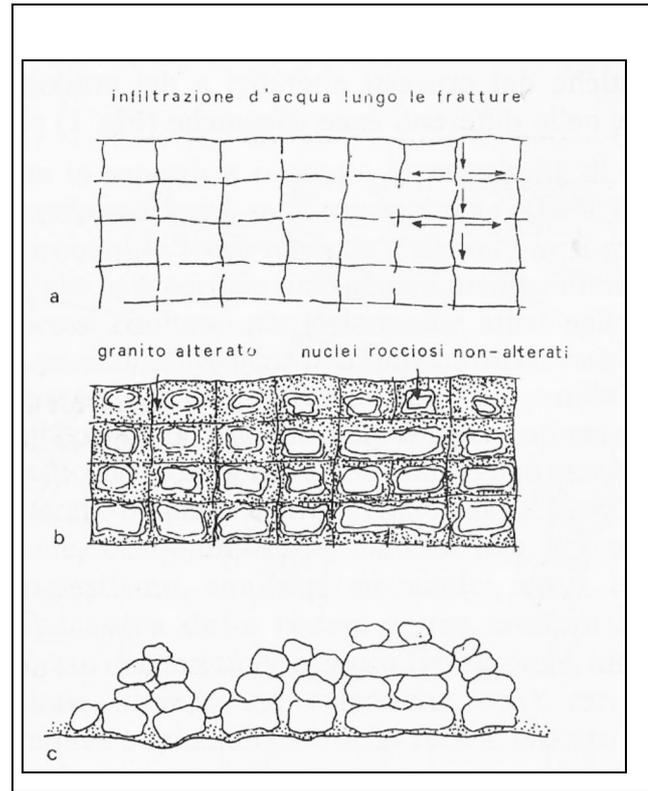


Fig. 2.5: Evoluzione del processo di alterazione in una massa rocciosa granitica fratturata (Twidale, 1982).

Inoltre, quando si verifica, in alcuni periodi dell'anno, il fenomeno del crioclastismo, si sommerà anche l'effetto dovuto al gelo-disgelo con conseguente disgregazione dell'ammasso roccioso. Bisogna ricordare anche che in alcune zone si verificano piogge con un pH acido; quando ciò avviene, l'equilibrio chimico dei terreni e delle rocce si altera più rapidamente. Un importante ruolo è svolto, inoltre, dalla tettonica che contribuisce al disfacimento meccanico delle rocce lungo i piani di discontinuità.

Non sempre nei graniti si trovano profili semplici (Fig. 2.6). Nella maggior parte dei casi, infatti, si osservano complicazioni derivanti da intercalazioni di *weathering* differenti entro la normale successione di alterazione (Baynes *et al.*, 1978).

Questo tipo di problema è tanto più vero nel caso delle rocce metamorfiche (Fig. 2.7) in cui le numerose superfici di discontinuità rappresentano superfici preferenziali per l'alterazione. Nel caso, quindi, di rocce metamorfiche i profili risultano, di norma, "complessi".

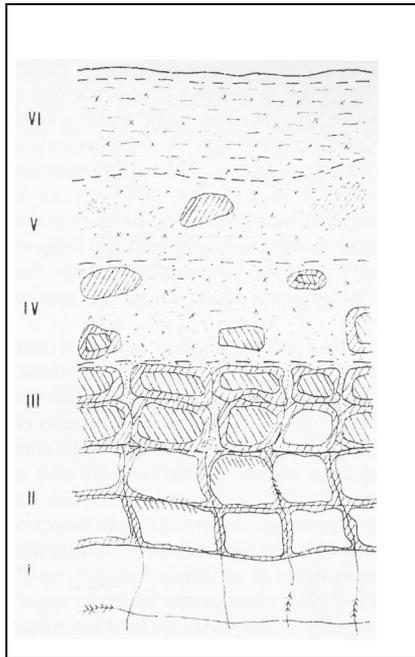


Fig. 2.6: Tipico profilo di alterazione semplice sviluppato in rocce granitiche (Little, 1969).

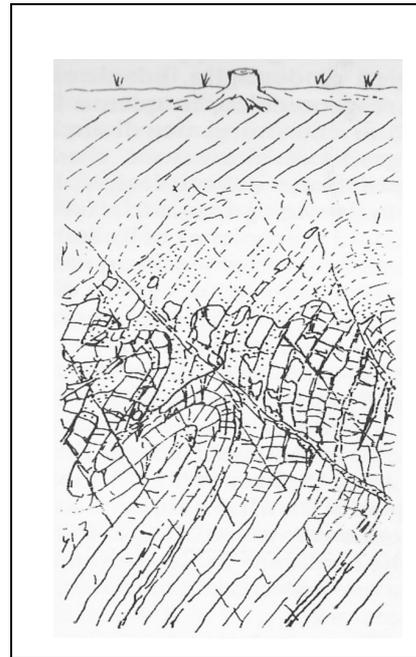


Fig. 2.7: Tipico profilo di alterazione complesso sviluppato in rocce metamorfiche (Deere & Patton, 1971).

In Calabria, sia le rocce plutoniche che quelle metamorfiche sono caratterizzate da profili complessi (Baynes *et al.*, 1978), complessità che è ancora più accentuata negli gneiss considerato il loro originario assetto tessiturale e stratigrafico.

Nei massicci cristallini calabresi (Sila, Serre ed Aspromonte), si osservano coltri da *weathering* di spessori dell'ordine di 40 m e punte massime fino ai 70-80 m (Guzzetta, 1974). Queste coltri, che presentano spessori notevoli, sono poste in relazione a lunghi periodi di continentalità, anche pre-quadernari. Le stesse coltri risultano confinate alle aree sommitali dei rilievi ed in particolar modo a quelle superfici relitte a morfologia senile non ancora coinvolte dalle fasi recenti di ringiovanimento del ciclo erosivo (Ietto, 1975).

Un parametro utilizzato per la valutazione del *weathering* è l'indice di Alterazione Chimica (Nesbitt & Young, 1982) che rappresenta il rapporto minerali inalterati/ minerali alterati. I valori di tale parametro, negli gneiss calabresi, indicano uno stato di alterazione molto intenso, con lisciviazione quasi completa degli elementi alcalini ed alcalino-terrosi e neoformazione di

prodotti d'alterazione, a spese delle fasi labili quali feldspati e minerali ferromagnesiaci (Le Pera & Sorriso Valvo, 2000a).

Tutto ciò è da ricondurre al fatto che la Calabria risente in maniera evidente dell'influenza dei fattori climatici che hanno modificato nel corso del tempo il suo originario assetto morfologico. Anche il clima presente, come quello passato, favorisce la formazione di materiale di alterazione che può rimanere in posto o essere rimosso in seguito ad eventi meteorici.

Attualmente le maggiori conoscenze sui profili di *weathering* si hanno sulla Sila e sulle Serre. Per quanto riguarda le Serre, si dispone di una serie di lavori (Calcaterra *et al.*, 1996, Calcaterra & Parise, 2005) da cui si traggono informazioni sulla maturità, sugli spessori e le geometrie dei profili di alterazione in ammassi granitoidi.

Per il Massiccio della Sila, il maggiore quantitativo di dati bibliografici si ricava da una serie di lavori puntuali effettuati da Cascini (1986), Cascini & Versace (1988, 1990), Cascini *et al.*, (1991a, 1991b, 1992a, 1992b), Cascini & Gullà (1993), nel territorio di S. Pietro in Guarano, da Parise & Calcaterra (1999, 2000a, 2000b) nella zona di Acri e da Calcaterra *et al.* (2004b) nei pressi di Luzzi. Queste località sono situate tutte sul versante occidentale della Sila in cui affiorano rocce metamorfiche. Lavori più generali sul *weathering* di tutto il Massiccio Silano sono stati effettuati da: Le Pera & Sorriso Valvo (2000a, 2000b), Le Pera *et al.* (2001a, 2001b), Scarciglia *et al.* (2005a, 2005b).

Anche se tutti gli elementi che caratterizzano il *weathering* sono controllati dalla storia geologica del singolo ammasso, si possono mettere a confronto i profili "reali" di questi due contesti tipici della Calabria. Si può fare, cioè, una verifica di quanto detto fino ad ora, dimostrando la complessità dei profili di alterazione in gneiss rispetto a quelli, seppur non proprio "semplici", in litotipi plutonici.

I rilievi di superficie eseguiti in una località delle Serre (Fig. 2.8) rivelano sistematicamente la presenza, nello spazio di pochi metri, di volumi rocciosi variamente degradati e giustapposti o compenetrati (Calcaterra *et al.*, 1996).

Nei profili descritti in Sila (Fig. 2.9), gli orizzonti delle diverse classi oltre ad essere caratterizzati da spessori molto variabili, si alternano più volte ed a diverse altezze nella successione verticale (Cascini *et al.*, 1992b).

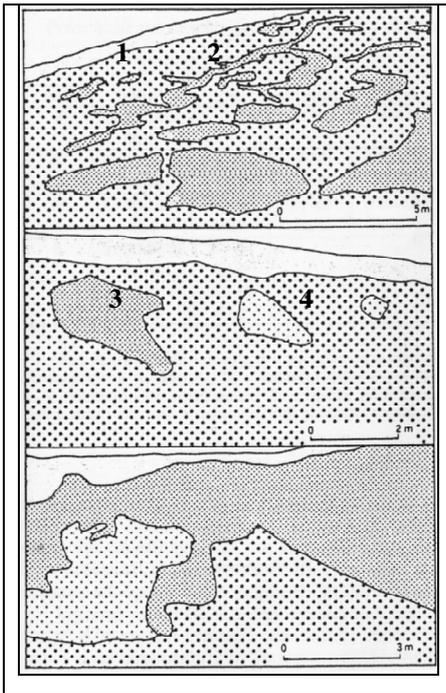


Fig. 2.8: Profili di alterazione ricavati nel bacino del T. Alaco nelle Serre (Calcaterra *et al.*, 1996): 1) Depositi residuali e colluviali; 2) V classe; 3) IV classe; 4) III classe.

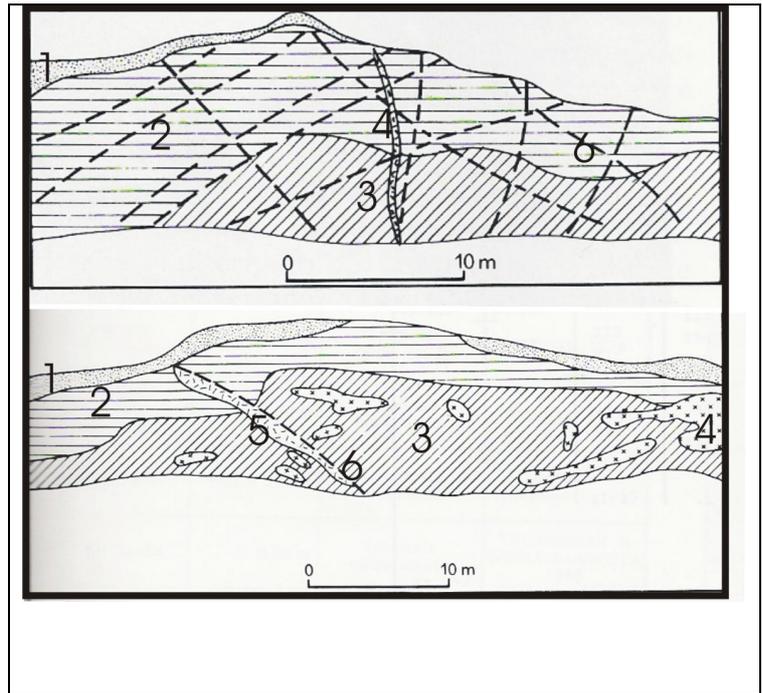


Fig. 2.9: Profili di alterazione su alcuni fronti nei pressi di San Pietro in Guarano in Sila (Cascini *et al.* 1992b): 1) Colluvione e terreno residuale; 2) V classe; 3) IV classe; 4) pegmatite; 5) argillite cataclastica; 6) frattura.

Nel presente lavoro saranno descritti i profili di *weathering* nelle rocce metamorfiche dei medi bacini del F. Mucone e del T. Ilice. I litotipi alterati sono per lo più gneiss, la cui estrema variabilità litologica, già evidenziata nei lavori citati, ha richiesto la messa a punto di una idonea metodologia di studio.

CAPITOLO 3

LE CONOIDI

Nel corso degli anni sono state proposte numerose definizioni di “conoide” seguendo Drew (1873), al quale si deve la prima precisazione su questo termine.

Una conoide si può definire come “il deposito, con superficie a forma di cono, che si irradia sottopendio dal punto in cui il corso d’acqua esce da un’area montuosa” (Bull, 1964a). Ogni conoide si origina da un’area-sorgente e da una rete idrografica, tramite la quale i prodotti dell’erosione sono trasportati da monte fino al punto in cui la pendenza diminuisce e la corrente del corso d’acqua si può espandere in un’area più aperta.

Nello schema morfologico di una conoide si possono individuare (Fig. 3.1): l’apice, punto più alto; la zona media; la zona distale, punto più basso, che, in alcuni casi, sfuma nella zona di coalescenza con altre conoidi.

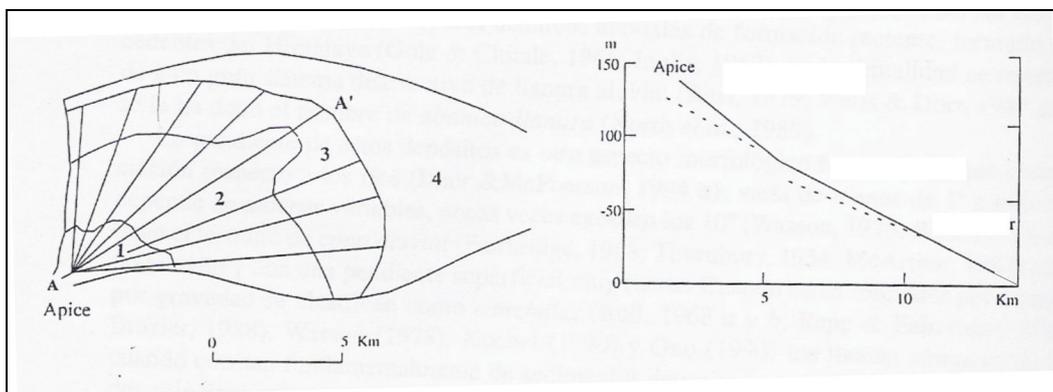


Fig. 3.1: Settori e profilo longitudinale (A-A') di una conoide. 1) Apice; 2) Zona media; 3) Zona distale; 4) Zona di coalescenza con altre conoidi (Bull, 1964a).

La morfologia e l’evoluzione delle conoidi sono controllate da alcuni fattori quali: la litologia delle rocce affioranti nel bacino sotteso, il clima e la tettonica.

La litologia ha un ruolo fondamentale nell’accrescimento della conoide; a questo aspetto è infatti legato anche il volume di detrito potenzialmente mobilizzabile a seguito di eventi parossistici alla scala del singolo bacino (Tropeano & Turconi, 1998).

Il clima, altro importante fattore di controllo poichè influisce sullo sviluppo delle conoidi condizionando l’intensità e la frequenza dei processi fluviali, è un aspetto ancora oggi molto discusso. Le conoidi sulle quali si sono concentrate maggiormente gli studi sono quelle delle zone aride in quanto poco interessate da erosione e perciò ben conservate. Le teorie più

accreditate sulle relazioni esistenti tra genesi delle conoidi e clima sono due. Blissenbach (1954) afferma che la dissezione è legata ad una diminuzione del materiale a disposizione del corso d'acqua causata dall'espansione della copertura vegetale. La teoria di Glennie (1970), che non trova ampi consensi in letteratura, sostiene che la maggior parte delle conoidi si sia formata durante il Pleistocene in condizioni di clima umido, mentre durante le fasi glaciali il basso tasso di precipitazioni ha favorito la dissezione. Secondo un'ulteriore ipotesi (Sorriso-Valvo, 1984) la formazione delle conoidi è legata all'entità dei fenomeni franosi legati a cause di tipo climatico-vegetazionale o sismo-tettonico.

Un altro importante fattore che controlla la morfologia delle conoidi è la tettonica. I movimenti tettonici possono essere responsabili di un adattamento del profilo longitudinale del corso d'acqua, causando così l'approfondimento dell'alveo e la sua migrazione laterale alla base della conoide. Le conoidi infatti sono depositi orogenici non solo perché connessi al sollevamento di aree montuose che forniscono il detrito ed aumentano la competenza dei corsi d'acqua, ma anche perché il luogo della deposizione delle conoidi è controllato dal ritmo e dall'ampiezza del sollevamento del rilievo adiacente (Bull, 1964a).

Lo sviluppo e la forma delle conoidi dipendono, inoltre, dalla grandezza del bacino di alimentazione e dalla maggiore o minore disponibilità di spazio del fondovalle da cui dipende l'apertura della conoide. In bacini di alimentazione di modeste dimensioni, costituiti da terreni poco coerenti, attivi specialmente in determinati periodi con intense precipitazioni accompagnate da frane, si possono generare particolari tipi di conoidi dette "da *debris-flow*". Questo termine nella letteratura anglosassone designa particolari eventi alluvionali che danno origine alla formazione di colate detritiche che si propagano verso valle con velocità che possono raggiungere alcune decine di metri al secondo. Tali fenomeni, caratterizzati da un'estrema rapidità di evoluzione e da un'alta capacità erosiva, possono trasportare materiale di grande dimensione e percorrere notevoli distanze sino a produrre effetti distruttivi in zone molto lontane da quelle d'innescò (Bolley & Oliaro, 1999). I *debris-flows* sono quindi flussi gravitativi di sedimento (Fig. 3.2), la cui matrice tipicamente detritica o fangosa funge da supporto a clasti e frammenti rocciosi anche di grandi dimensioni (blocchi).

Di conseguenza, mentre i depositi delle conoidi legati ai processi fluviali si presentano ben stratificati e gradati, i depositi relativi a processi di *debris-flow* invece non contengono alcuna struttura sedimentaria e sono caratterizzati dalla presenza di una grande quantità di matrice sabbiosa.

Sulla base dei processi deposizionali si distinguono quindi tre tipi fondamentali di conoidi:

- conoidi alluvionali che, caratterizzate da una prevalenza di fenomeni di trasporto solido, hanno una minore pendenza ed una maggiore estensione areale. La geometria di queste conoidi dipende dalla capacità di trasporto del corso d'acqua che varia con la diminuzione della pendenza dell'alveo e della velocità di scorrimento delle acque; inoltre l'aumento della larghezza del canale di flusso determina un calo di portata;
- conoidi detritiche, contraddistinte prevalentemente da processi deposizionali associati a *debris-flow*; presentano una maggiore pendenza ed una minore estensione areale. Questa seconda tipologia si forma quando la corrente d'acqua incorpora sedimenti in misura tale da comportarsi come una massa viscosa presentandosi come una serie di lingue lobate con margini ben definiti;
- conoidi miste, caratterizzate dall'alternanza dei due precedenti processi.

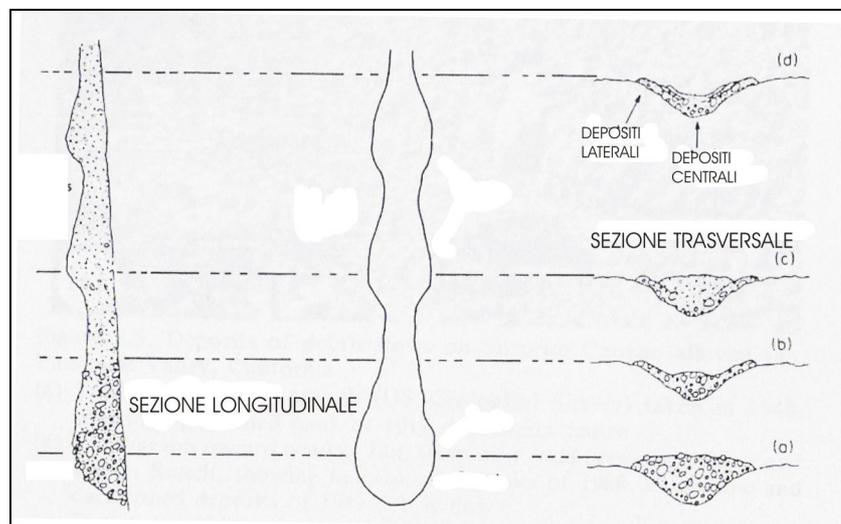


Fig. 3.2: Rappresentazione idealizzata di un *debris-flow* e del suo deposito formato da successive colate di detrito (Johnson & Rodine, 1984).

Le sezioni longitudinali, in asse alle diverse conoidi, mostrano che la granulometria delle particelle varia a seconda del processo responsabile della sua formazione. Infatti la capacità di trasporto solido è ben differente a seconda che si consideri un flusso idrico o un flusso di un materiale viscoso quale quello dei *debris flows*.

La capacità di trasporto solido di una corrente idrica è funzione della tensione tangenziale che il fluido esercita al fondo, azione che è proporzionale alla velocità del flusso idrico. Questo comporta che la granulometria delle conoidi alluvionali è maggiore nella zona apicale e decresce verso quella distale. Infatti il flusso ha una velocità minore nell'area basale della conoide rispetto a quella che aveva a monte, in quanto, in tale zona, la sezione idrica è maggiore e la pendenza è minore. Condizione diversa si ha nelle conoidi da *debris flow*, dove la granulometria è crescente verso valle perché è la gravità responsabile della messa in posto del materiale.

Le conoidi sono da sempre il luogo scelto dalle popolazioni per l'insediamento delle aree abitative poiché, grazie alla loro morfologia, si trovano in posizione rialzata rispetto alla piana sulla quale insistono e sono quindi meno inclini ai fenomeni d'inondazione. Quelle aree in cui si localizzano conoidi che si accrescono in seguito a fenomeni distruttivi quali *debris flows* sono solitamente zone ad alta pericolosità geomorfologica. Le conoidi da *debris flow* sono, quindi, oggetto di particolare interesse in ambito nazionale ed internazionale (Seminara & Tubino, 1993; Wilson & Wiczorek, 1995), poiché lo studio di questi corpi sedimentari consente di effettuare valutazioni di rilievo sulla pericolosità da frana.

CAPITOLO 4

SUSCETTIBILITA', PERICOLOSITA' E RISCHIO DA FRANA

I termini “rischio”, “pericolosità”, “vulnerabilità” sono stati utilizzati per molto tempo in uno stesso contesto con significati talora anche molto diversi, il che, spesso, ha dato luogo ad equivoci nell’interpretazione sia dei fenomeni che delle azioni da essi derivati.

Nel 1991 le Nazioni Unite hanno prodotto un documento (UNDRO, 1991) nel quale hanno ritenuto necessario far chiarezza su questi argomenti, attribuendo ai vari termini che concorrono alla definizione di “rischio”, ed al rischio medesimo, un significato ben preciso.

In particolare sono stati definiti i seguenti cinque termini:

- *Pericolosità (P)*: probabilità di accadimento, all’interno di una certa area ed in un certo intervallo di tempo, di un fenomeno naturale di assegnata intensità. Alla pericolosità si può attribuire un valore numerico se si è a conoscenza del tempo di ritorno (intervallo temporale tra due fenomeni di uguali caratteristiche ed intensità).
- *Elementi a rischio (E)*: persone e/o beni (abitazioni, strutture, infrastrutture, ecc.) e/o attività (economiche, sociali, ecc.) esposte a “rischio” in una certa area.
- *Vulnerabilità (V)*: grado di perdita di un dato elemento o di un insieme di elementi esposti a “rischio”, derivante dal verificarsi di un fenomeno naturale di assegnata intensità, espresso in una scala che va da 0 (nessuna perdita) ad 1 (perdita totale).
- *Rischio specifico (RS)*: grado previsto di perdita a seguito di un particolare fenomeno naturale, funzione sia della “pericolosità” che della “vulnerabilità”.
- *Rischio (R)*: numero atteso di vittime, persone ferite, danni a proprietà, distruzione o interruzione di attività economiche, in conseguenza di un particolare fenomeno naturale. Ne deriva che esso dipende dal “rischio specifico” e dagli “elementi a rischio”.

Un altro importante concetto, legato ai precedenti, è quello della “susceptibilità” (*S*) espressa come “propensione di un territorio ad una calamità naturale, senza considerare la probabilità temporale del fenomeno” (Dai *et al.*, 2002). Per quanto riguarda le frane, quindi, nel determinare la susceptibilità di una zona, si indica l’attitudine al franamento in relazione alle caratteristiche fisiche del territorio.

Sulla base di tali elementi sono state derivate due semplici relazioni che contengono delle informazioni concettuali di notevole importanza ai fini dell’individuazione di un “rischio” e della sua mitigazione:

$$\text{Rischio specifico: } RS = P * V$$

$$\text{Rischio: } RS * E = P * V * E$$

Ne deriva quindi che in presenza di una fonte di pericolo che incombe su un elemento a rischio a vulnerabilità nulla, il rischio specifico, e quindi il rischio, è nullo. Al contrario, in una situazione di modesta pericolosità che incombe su un elemento a rischio a vulnerabilità molto elevata, il rischio specifico e quindi il rischio possono essere molto elevati. Il danno atteso è quindi strettamente dipendente dalla vulnerabilità, valore espresso in termini di vite umane e beni materiali.

Per quanto riguarda l'Italia, il R.D. del 1932 è il primo atto legislativo in cui si affronta l'argomento del "vincolo idrogeologico" a cui sono sottoposte particolari aree. All'inizio degli anni '50, dopo le alluvioni che colpirono tutta l'Italia ed in particolar modo la Calabria, fu promulgata la Legge n° 991 del 1952, alla quale seguirono altre leggi speciali (1954-1967) in seguito al verificarsi di altre alluvioni. Dopo l'alluvione di Firenze del 1966, venne chiarito nella Legge straordinaria n° 632, 1967 (Commissione De Marchi, 1970) il concetto di dissesto idrogeologico, definendolo come "quei processi che vanno dalle erosioni contenute e lente alle forme più consistenti della degradazione superficiale e sottosuperficiale dei versanti fino alle forme imponenti e gravi delle frane". Seguì nel 1989 la Legge n° 183 avente come oggetto le norme per il riassetto organizzativo e funzionale della difesa del suolo. Solo negli ultimi anni, dopo ulteriori fenomeni franosi che hanno interessato soprattutto l'Italia meridionale, sono stati eseguiti studi e opere per la zonazione di particolari aree a rischio idrogeologico.

Tali studi hanno portato alla definizione del Piano Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico (in seguito denominato P.A.I.) che ha valore di piano territoriale di settore. Esso rappresenta lo strumento conoscitivo, normativo e di pianificazione mediante il quale un'Autorità di Bacino (in seguito denominata AdB) pianifica e programma le azioni e le norme d'uso finalizzate alla salvaguardia delle popolazioni, degli insediamenti, delle infrastrutture e del suolo. Il P.A.I. persegue l'obiettivo di garantire al territorio di competenza dell'AdB adeguati livelli di sicurezza rispetto all'assetto geomorfologico, relativo alla dinamica dei versanti ed al pericolo di frana, nonché all'assetto idraulico, relativo alla dinamica dei corsi d'acqua ed al pericolo d'inondazione, ed all'assetto della costa, relativo alla dinamica della linea di riva ed al pericolo di erosione costiera.

In ambito scientifico, i primi elaborati tematici "previsionali" in merito al rischio idrogeologico furono prodotti in Italia negli anni '60 e successivamente furono rese note le prime Carte della

stabilità (Amadesi *et al.*, 1977). Tali elaborati si basavano su una valutazione empirica, per lo più qualitativa, della suscettibilità a franare, definita sulla base dell'interpretazione soggettiva di Carte della franosità. Inoltre, queste prime Carte furono elaborate mediante integrazione di altre Carte tematiche di base (litologia, pendenza, ecc.) determinando, in funzione delle diverse unità geologiche, la percentuale di area colpita dai dissesti.

Si arrivò ad un punto di svolta nella definizione del rischio da frana solo nel 1984, quando una Commissione di studio incaricata di effettuare studi sulla pericolosità da frana propose una precisa terminologia di riferimento (Varnes & IAEG, 1984), prima richiamata.

Attualmente, le principali difficoltà nella determinazione del rischio da frana sono rappresentate dall'impossibilità di quantizzare la probabilità che un dato fenomeno si verifichi, poiché è estremamente difficile valutare il fattore "tempo". La stima della probabilità consiste infatti nell'esaminare i fattori (sismi, eventi pluviometrici, ecc.) che contribuiscono all'innescò di una frana. Tale determinazione risulta estremamente complicata anche perché il rischio di una data zona potrebbe, nel tempo, assumere valori molto diversi essendo funzione del sistema antropico.

4.1 ELABORAZIONI IN AMBIENTE GIS E MODELLI PER LA VALUTAZIONE DELLA STABILITÀ DEI VERSANTI

In generale su ogni versante vi sono sia forze che tendono a promuovere l'instabilità, ovvero il movimento del materiale verso valle, sia forze che vi si oppongono e quindi resistono al movimento. Secondo Varnes (1978) si possono distinguere due tipi di cause che influenzano l'instabilità di un versante:

1. Cause esterne, che incrementano gli sforzi di taglio agenti sul versante;
2. Cause interne, che riducono la resistenza del materiale costituente il versante.

La valutazione della stabilità, e quindi della propensione a movimenti di versante, può essere affrontata mediante criteri differenti che possono essere ricondotti a tre gruppi principali: euristici, deterministici e probabilistici. I metodi euristici, che si basano sull'interpretazione di Carte tematiche, dipendono dal giudizio e dall'esperienza dell'operatore. I metodi statistici consentono, grazie all'utilizzo di algoritmi, vari incroci di fattori che in passato hanno innescato frane. Gli approcci deterministici si basano sul calcolo di valori quantitativi della stabilità (fattori di sicurezza) apportando delle semplificazioni; questi metodi sono, perciò, utilizzabili solo in contesti molto ristretti. I metodi probabilistici, basandosi sui principi della statistica, sono quelli

in minima parte “operatore-dipendenti” e utilizzano intervalli di parametri geotecnici molto ridotti.

Ognuno di questi approcci è strettamente dipendente dal dettaglio topografico, rendendo necessario l'utilizzo di un criterio oggettivo per la valutazione del problema.

L'avvento del PC e l'introduzione del GIS hanno facilitato l'elaborazione delle Carte tematiche grazie all'immediata gestione delle diverse variabili fisiche di una data area. L'utilizzo di particolari *software* ha consentito di effettuare l'analisi della suscettibilità nelle aree già in frana, ma anche nei settori potenzialmente soggetti a fenomeni di neoformazione.

In tale ambito si inseriscono i *physically-based models* (modelli su base fisica) che sono utilizzati sin dagli anni '90 e sono suddivisi sulla base dell'effetto che vogliono predire (Bongio & Puppo, 2002):

Solitamente si distinguono:

- modelli causa-effetto;
- modelli di valutazione del rischio;
- modelli previsionali per quanto riguarda sia i fattori ambientali che quelli economici connessi alla qualità dell'ambiente.

La realizzazione dei modelli su base fisica, che si sta affermando sempre più negli ultimi anni, è tanto più efficace quanto più è basata sui risultati di altre Carte tematiche. In tale contesto si iscrive lo sviluppo dei metodi di analisi di stabilità “distribuiti”, ovvero utilizzabili per la soluzione di problemi non più legati al singolo pendio o fronte di scavo, quanto piuttosto all'analisi alla scala del bacino. Previa adozione di metodi deterministici o probabilistici, la suscettibilità all'innesco di alcune tipologie di frana é definita alla scala del *pixel*, seguendo un approccio che, in via generale, prevede l'introduzione di parametri idrologici, idrogeologici e geotecnici, in aggiunta ai *layers* “classici” della cartografia geotematica di base (geologia, spessore delle coperture, inventario-frane, ecc.).

La crescente diffusione dei GIS ha favorito lo sviluppo di codici di calcolo sempre più versatili, dedicati all'allestimento di carte previsionali della pericolosità/rischio da frana, che hanno via via soppiantato il tradizionale ricorso all'approccio euristico, di fatto basato sull'esperienza del geologo. I modelli su base fisica che sfruttano le potenzialità dei GIS consentono la creazione di Carte della suscettibilità, costituite da poligoni a cui sono assegnati dei valori assunti dal fattore di sicurezza (dSLAM) o la probabilità di rottura dei versanti (PISA). In altri casi si ottiene un indice di stabilità (SINMAP) o un valore di precipitazione necessario all'innesco della frana (SHALSTAB). In molti casi si adotta il criterio di analisi del pendio indefinito, il che rende i

suddetti modelli particolarmente adatti ad affrontare la propensione all'instabilità di versanti soggetti a frane superficiali del tipo scorrimento-colata rapida.

I principali modelli su base fisica sono:

- SHALSTAB – (SHAllow Landslide STABility model, Montgomery & Dietrich, 1994). E' un modello deterministico, utilizza gli algoritmi della teoria del pendio indefinito e del modello idrologico di O'Loughlin (1986).
- TOPOG – (Vertessy *et al.*, 1994). Simula la dinamica idrica nello spazio e nel tempo in contesti caratterizzati dalla presenza di terreni eterogenei e di vegetazione; i flussi sono considerati come unidimensionali. Le *routine* adottate possono essere utilizzate per simulare le condizioni di saturazione dei terreni, la propensione all'erosione accelerata, la stabilità di un pendio, oltre alle interazioni tra acque superficiali e sotterranee.
- SMORPH – (Shaw & Johnson, 1995). E' un modello che utilizza solo il dato topografico e determina l'acclività e la forma del versante (concavo, planare o convesso). Non sviluppa un'analisi di stabilità.
- dSLAM – (Wu & Sidle, 1995). E' un modello deterministico che utilizza la teoria del pendio indefinito ed un modello idrologico considerando, inoltre, la variabilità della resistenza delle radici della vegetazione.
- SINMAP – (Stability INdex MAPping – Pack *et al.*, 1998). E' un GIS con approccio probabilistico che utilizza la teoria del pendio indefinito ed un modello idrologico (TOPMODEL – Beven & Kirkby, 1979) in cui i valori assunti dalle caratteristiche del terreno sono introdotte sotto forma di intervallo di variazione.
- PISA – (Probabilistic Infinite Slope Analysis - Haneberg, 2004). Costituisce l'evoluzione in ambiente GIS di LISA (Hammond *et al.*, 1992). Utilizza il modello del pendio indefinito nel quale i parametri geotecnici possono essere introdotti come costanti oppure come variabili in maniera casuale.
- TRIGRS – (Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional Slope-stability analysis - Baum *et al.*, 2005). Il modello, di tipo deterministico, permette di valutare la variazione delle pressioni neutre nel terreno dovute all'aliquota di precipitazione relativa all'infiltrazione, mediante il metodo di Iverson (2000). Valuta quindi la suscettibilità da frana in termini di Fattore di Sicurezza (FS) attraverso il modello geotecnico del pendio indefinito.

Nel presente lavoro è stato applicato SINMAP, modello che ha come principale *output* la zonazione dell'area di studio (in questo caso il medio bacino del F. Mucone) in settori a diversa suscettibilità da frana mediante l'utilizzo di parametri geotecnici ed idrologici.

CAPITOLO 5

MATERIALI E METODI

Lo studio dei rapporti tra *weathering* e processi di versante si è basato sull'utilizzo di specifiche metodologie relative alle varie tematiche affrontate. Gli approcci metodologici utilizzati sono stati diversi, sia per l'eterogeneità degli aspetti esaminati, che per le diverse scale d'indagine.

Lo stato d'intensa alterazione delle rocce cristalline del versante occidentale della Sila è responsabile di una franosità diffusa, non facilmente riconoscibile, che si attenua in tempi brevi e non presenta chiari segni premonitori (Cascini *et al.*, 1992a, 1992b). Durante il presente studio, è emersa quindi la necessità di concentrare l'attenzione in due aree-campione rappresentative del generale assetto geomorfologico dei due bacini. In queste aree si è proceduto con lo studio di fronti (nel caso dell'Ilice anche di carotaggi) per la caratterizzazione del *weathering*. Poiché il grado di alterazione presenta un'estrema varietà di caratteristiche litologiche, sedimentologiche e geotecniche, è stato necessario, per la sua definizione, svolgere indagini approfondite e coordinate.

Successivamente, i dati ottenuti dallo studio della vegetazione, nel bacino del F. Mucone, hanno fornito una chiave di lettura per una migliore interpretazione dei fenomeni studiati. Lo studio inerente alla vegetazione ha avuto un duplice obiettivo: 1) descrivere l'evoluzione della vegetazione sulle conoidi, anche mediante l'analisi dell'accrescimento degli individui vegetali, per comprendere la dinamica morfologica delle stesse e dei bacini a monte; 2) definire nell'intera area campione la variazione dell'uso del suolo allo scopo di individuare un particolare *trend* evolutivo nel tempo.

Il trattamento dei dati spaziali, riguardante l'acquisizione, la gestione, la successiva elaborazione e la restituzione cartografica, è stato effettuato in ambiente GIS mediante il software ArcView 3.2 (ESRI).

5.1 LA CARATTERIZZAZIONE DEL *WEATHERING*

Questo studio è stato finalizzato alla valutazione dell'influenza del *weathering* sulla franosità. Le due aree-campione in cui è stato eseguito il rilevamento sono state individuate nel

settore medio dei bacini del T. Illice e del F. Mucone. Questi due settori sono stati scelti in un contesto geomorfologico simile, contraddistinto da una diffusa franosità e sulla base delle stesse litologie affioranti (rocce metamorfiche dell'Unità di Polia-Copanello).

Considerando le difficoltà legate al rilevamento del *weathering*, si è rivelata opportuna un'indagine bibliografica finalizzata all'individuazione di un'adeguata metodologia da applicare alle aree di studio.

La ricerca bibliografica si è basata sulla consultazione di alcune banche-dati del sistema bibliotecario *on-line* dell'Università di Napoli, dell'Università della Calabria e del CNR-IRPI di Cosenza. In considerazione dell'ancora limitata disponibilità in rete della documentazione bibliografica d'interesse si è optato anche per una consultazione diretta di riviste e/o Atti di Convegni. E' stato, inoltre, individuato e reperito altro materiale inerente a questo studio direttamente presso ricercatori attivi sui temi in questione.

Per il rilevamento del *weathering* sono stati considerati numerosi schemi classificativi e trattazioni metodologiche. I lavori presenti in letteratura dimostrano che la descrizione dell'alterazione si può realizzare mediante differenti approcci:

- caratterizzazione semiquantitativa dei profili di alterazione lungo fronti rocciosi;
- analisi sedimentologiche;
- studi mineralogico-petrografici;
- prove meccaniche sui terreni.

Dopo aver considerato i principali schemi noti in letteratura (da Moye, 1955 al G.C.O, 1984), ognuno dei quali redatto con un particolare obiettivo, è stato selezionato quello più rispondente alle finalità del presente progetto. E' sembrato opportuno perciò scegliere l'approccio proposto dal Geotechnical Control Office (1984), anche perchè già largamente usato in Calabria (Cascini *et al.*, 1991a, 1991b, 1992a, 1992b; Parise & Calcaterra, 1999, 2000a, 2000b).

La procedura per questo tipo di rilievo è stata mirata all'individuazione di zone a comportamento fisico-meccanico complessivamente omogeneo. Le indagini areali di tipo geologico e geomorfologico hanno consentito di cartografare le classi di alterazione, descrivendo in maniera quali-quantitativa i fronti rocciosi più significativi.

Per il rilevamento del grado di alterazione è stata utilizzata una cartografia di base in scala 1:5000. Il lavoro si è articolato in tre fasi, seguendo la procedura indicata da Gullà & Matano (1994):

1) Caratterizzazione generale del fronte

Comprende l'ubicazione, l'inquadramento geomorfologico e geologico del fronte e la ripresa fotografica. Le foto hanno costituito un importante supporto iconografico per tutte le operazioni

relative al rilievo poiché hanno permesso, una volta stampate, di riportare con estrema precisione i limiti delle zone con differente *weathering*.

2) Delimitazione preliminare delle zone a diverso grado di alterazione

Consiste nel rilievo della litologia, nel riconoscimento preliminare delle diverse classi di *weathering* e nell'individuazione delle discontinuità. Sono state effettuate osservazioni e valutazioni di carattere qualitativo come:

- decolorazione;
- effetto sulla punta del martello da geologo;
- rottura con il martello da geologo;
- rottura con le mani;
- tipo di suono determinato dal martello da geologo,

Per rilevare questi aspetti si è fatto uso di sostantivi e di aggettivi che corrispondono a lettere identificative prestabilite (Tab. 5.1), ognuna relativa ad una particolare classe d'alterazione.

Punto N		
1 Grado di alterazione preliminare		
2 Litologia		
3 Colore		
4 Decolorazione	A	Completa
	B	Parziale
	C	Lungo le discontinuità
	D	Assente
5 Effetto punta del Martello da geologo	A	In profondità
	B	Superficiale
	C	Scalfitura
6 Effetto testa del Martello da geologo	A	Facilità
	B	Difficoltà
	C	Grande difficoltà
	D	Assente
7 Suono	A	Sordo
	B	Intermedio
	C	Squillante
8 Rottura con martello da geologo	A	Colpo leggerissimo
	B	Colpo leggero
	C	Colpo fermo
	D	Più colpi fermi
	E	Assente
9 Rottura con le mani	A	Si sminuzza
	B	Si rompe
	C	Assente

Tab. 5.1: Scheda per la raccolta delle osservazioni nei punti di verifica (Gullà & Matano, 1994, mod.).

3) Verifica puntuale delle zone a diverso grado di alterazione

Comporta l'esecuzione di misure, al fine di acquisire dati semi-quantitativi avvalendosi dell'utilizzo di un *test*-indice basato sul rimbalzo del "Martello di Schmidt" (Fig. 5.1).

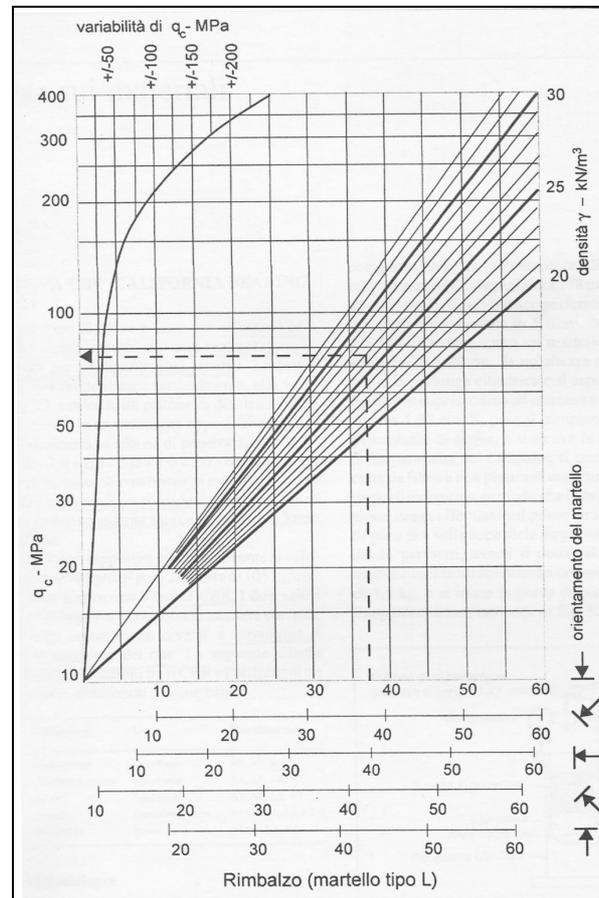


Fig. 5.1: Relazione tra il valore del rimbalzo del Martello di Schmidt e la resistenza alla compressione, in funzione della densità della roccia e dell'inclinazione dello strumento (Barton & Choubey, 1977, mod.).

Questo strumento fornisce un valore "locale" della resistenza dell'ammasso roccioso ed in particolare delle pareti delle discontinuità, in base alla misurazione del rimbalzo di un pistoncino metallico che percuote la roccia. Il *test* consiste nell'esecuzione di 10 misure nel punto in esame, mantenendo il martello in posizione ortogonale rispetto alla superficie della roccia. Il valore medio del rimbalzo viene ottenuto dalla media dei cinque valori più alti misurati.

Una volta completate queste indagini, è stato possibile ascrivere una zona del fronte ad una particolare classe di alterazione (Tab. 5.2).

Classe di alterazione	Perdita di colore	Punta del martello	Testa del Martello	Suono	Martello	Mani	Martello di Schmidt
I	C-D	C	C-D	C	D-E	C	>50
II	B-C	C	C	C	D	C	>45
III	A-B	B-C	B-C	B-C	C-D	B-C	26-55
IV	A	B	A-B	A-B	B-C	B	11-29
V	A	A-B	A	A	A-B	A	0-16
VI	A	A	A	A	A	A	0

Tab. 5.2: Criteri qualitativi e quantitativi per la classifica del grado di alterazione nei punti di verifica (Gullà & Matano, 1994).

Nell'ambito del presente lavoro (Tab. 5.3) sono stati studiati 8 fronti nel bacino del F. Mucone e 6 profili di *weathering* in quello del T. Ilice, effettuando con il Martello di Schmidt, rispettivamente, 30 e 15 stazioni di misura nelle due aree-campione.

Sono state, inoltre, realizzate presso il laboratorio di Sedimentologia dell'Università della Calabria prove granulometriche per via secca su 12 campioni del Bacino del F. Mucone (utilizzando una setacciatrice meccanica, Endecotts LTD, con setacci ISO 3310-1) e per via umida su tre campioni del Bacino del T. Ilice.

Su tre dei campioni del Bacino del F. Mucone sono state eseguite presso il laboratorio di Geotecnica dell'IRPI-CNR di Cosenza, prove granulometriche per via umida e prove geotecniche (limiti di consistenza dei terreni),

Infine, questo studio ha consentito di redigere due Carte del *weathering* nelle due aree-campione.

	BACINO T. ILICE	BACINO F. MUCONE
Fronti o profili studiati	6	7
N° Stazioni di misura (Martello di Schmidt)	15	30
N° campioni Analisi granulometriche	4 <i>per via secca ed umida</i>	12 per via secca, 3 di questi anche per via umida
N° campioni Limiti di consistenza	-	3

Tab. 5.3: Schema riassuntivo delle principali indagini relative allo studio del *weathering* nei bacini del T. Ilice e del F. Mucone.

5.2 ASPETTI GEOMORFOLOGICI DELLE AREE DI STUDIO

Nell'ambito del presente studio è stato necessario elaborare una Carta geomorfologica, per ciascuna area in esame, che riportasse le principali forme del paesaggio derivate dall'azione degli agenti esogeni.

Il rilevamento dei morfotipi è stato effettuato utilizzando come supporto cartografico, nel bacino del F. Mucone, carte in formato digitale vettoriale, in scala 1:10000, reperite presso la Comunità Montana "Destra Crati"; nel bacino del T. Ilice, carte IGM del 1954, in scala 1:10000, su supporto cartaceo, messe a disposizione dall'IRPI-CNR, e carte in scala 1:2000, in formato digitale vettoriale, rilasciate dall'Ufficio tecnico del Comune di Luzzi.

Lo studio geomorfologico è stato supportato dalla fotointerpretazione che ha consentito di individuare e descrivere forme poco chiare in campagna. Gli stereoscopi utilizzati sono stati un TOPCON, con ingrandimento massimo 3x, ed un WILD Aviopret APT2, con possibilità d'ingrandimento fino a 15x, disponibili rispettivamente presso l'IRPI-CNR e l'ISAFoM-CNR di Cosenza.

Le foto aeree, messe a disposizione rispettivamente dall'IRPI-CNR e dalla Comunità Montana "Destra Crati", si riferiscono ai voli:

- SCAME (1979), con scala variabile tra 1:9000 e 1:13000;
- C. G. R. (1996), avente scala 1:40000.

Nel caso del bacino del F. Mucone, vista l'estensione dell'area, è stata fatta una prima distinzione in macro-unità geomorfologiche, cioè settori in cui fosse possibile riconoscere gli effetti del principale agente morfodinamico e la presenza preponderante di alcuni tipi di forme.

Nel bacino del T. Ilice non è stato necessario fare questa prima suddivisione a causa dell'estensione più ridotta dell'area.

La scelta della legenda geomorfologica ha tenuto conto degli *standard* nazionali ed internazionali, che sono stati adattati alla specifica realtà indagata. E' stata considerata in particolare la legenda proposta dal G.N.G.F.G. (1993) operando, quindi, anche una suddivisione in base all'azione del principale agente morfodinamico. Sono state distinte perciò:

- forme, processi e depositi dovuti alle acque correnti superficiali;
- forme, processi e depositi dovuti alla gravità;
- forme di origine tettonica.

Il rilevamento della geomorfologia mediante osservazioni in campagna e fotointerpretazione ha consentito di elaborare, come detto, due Carte geomorfologiche, riferite allo stato attuale dei settori centrali del F. Mucone del T. Ilice.

Per il T. Ilice sono state elaborate altre quattro carte geomorfologiche relative ai seguenti voli esaminati:

- GAY (1954) con scala 1:33000;
- IGM (1983) con scala 1:25000
- IGM (1991) con scala 1:30000
- CGR (1996), avente scala 1:40000.

Nel caso del bacino del F. Mucone la Carta geomorfologica ha rappresentato il primo elaborato di base, dal quale sono state derivate altre Carte tematiche: la Carta-inventario delle frane, la Carta dell'attività e la Carta della suscettibilità. Per il bacino del T. Ilice è stata infine ricavata una Carta-inventario delle frane.

5.2.1 Stima dell'attività dei morfotipi

Lo studio dell'attività nei due bacini è stato effettuato mediante fotointerpretazione classificando ogni forma secondo i seguenti criteri (GNGFG, 1987; 1993):

- 1 - **ATTIVA s.s:** forma per la quale i processi che l'hanno generata e ne hanno condizionato l'evoluzione risultano in atto al momento del rilevamento, o ricorrenti con un ciclo il cui periodo massimo non supera quello stagionale.
- 2 – **INATTIVA s.l.:** forma per la quale l'agente morfogenetico non è più presente al momento del rilevamento perché ha esaurito la propria attività, oppure perché sarebbero necessarie profonde variazioni nei fattori morfoclimatici e/o morfodinamici per poter tornare ad agire efficacemente sulla forma.
- 3 - **QUIESCENTE:** forma non attiva al momento del rilevamento e priva di periodicità stagionale, per la quale però esistano sicuri dati (geomorfologici, storici, testimonianze orali, ecc.) che ne dimostrino l'attività passata nell'ambito dell'attuale sistema morfodinamico e morfoclimatico e che abbia oggettive possibilità di riattivazione, non avendo esaurito la sua potenzialità di evoluzione.

A prescindere da quelle attive, si considerano quiescenti tutte le forme, tutti i depositi ed i processi di cui non è dimostrabile l'attività.

Sulla base di tali elementi, è stata redatta una Carta di attività per entrambi i bacini esaminati, in cui ad ogni forma con diversa attività è associato un colore differente (forme attive, in rosso, quiescenti ed inattive in nero e grigio). Nel caso del bacino del T. Ilice l'età del fenomeno, definita sulla base del grado di "freschezza" delle forme (Mc Calpin, 1984; Wieczorek, 1984) è stata ritenuta equivalente del particolare stato di attività.

5.2.2 Caratterizzazione geomorfologica e sedimentologica delle conoidi

Nell'ambito della pericolosità da frana nel bacino del F. Mucone è stato affrontato anche lo studio sui corpi di accumulo pedemontano. Previa indagine fotointerpretativa, questa fase della ricerca si è basata sull'analisi dei caratteri stratigrafici, sedimentologici, geomorfologici e morfometrici di tutte le conoidi intravallive dell'area esaminata.

E' stata ricostruita l'evoluzione morfologica di ogni conoide partendo dall'analisi di foto aeree relative agli anni 1955, 1979 e 1996 ed effettuando delle verifiche allo stato attuale. Gli elementi rilevati sono stati riportati su una cartografia di base in scala 1:10000 e, successivamente, vettorializzati. Tutti i dati morfometrici (Fig. 5.2) sono stati quindi inseriti in un *data-base*, che ne ha consentito una rapida elaborazione.

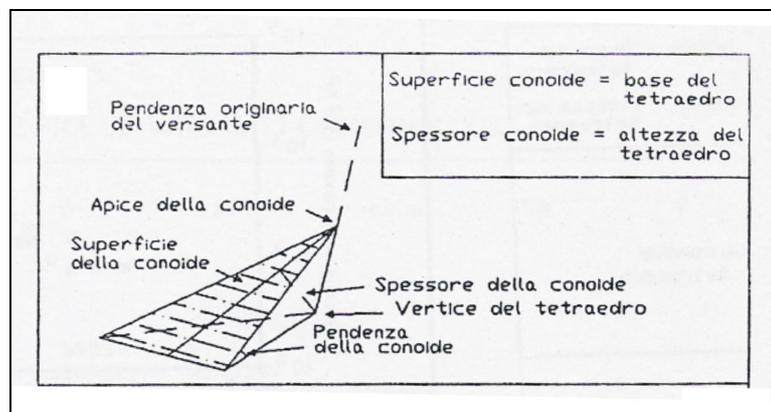


Fig. 5.2: Principali parametri fisici nella rappresentazione schematica di una conoide (Pasuto *et al.*, 1992).

Per la caratterizzazione delle conoidi lo studio morfometrico è stato eseguito considerando la metodologia di Melton (1965), già applicata con successo in ambito alpino ed in Calabria, seppur con maggiori incertezze interpretative. Questa procedura considera le relazioni tra alcune grandezze morfometriche, definendo un parametro (Numero di Melton) che caratterizza l'intero bacino. Il Numero di Melton è uguale a:

$$N_M = H_b \times (A_b)^{-0.5}$$

dove:

H_b = dislivello del bacino di drenaggio, calcolato tra il punto più alto del bacino e l'apice della conoide

A_b = area del bacino di drenaggio, calcolata a monte dell'apice della conoide.

Il Numero di Melton, che misura l'asperità del bacino che alimenta una conoide, ha consentito di individuare la tipologia a cui appartiene la conoide in oggetto. Le conoidi la cui origine è attribuibile ad episodi da *debris flow* tendono ad essere più piccole, con aste del primo o del secondo ordine (*sensu* Strahler, 1952) e molto acclivi, mentre le conoidi di origine fluviale sono

più grandi e meno acclivi, con ordini gerarchici superiori al terzo. Come dimostrano i dati in letteratura (Marchi *et al.*, 1993), la distinzione tra i vari tipi di conoide avviene confrontando i dati morfometrici in un grafico che mette in relazione la pendenza della conoide con il Numero di Melton. Le conoidi di origine alluvionale presentano un Numero di Melton piccolo ed una pendenza moderata, mentre le conoidi da *debris flow* sono contraddistinte da un Numero di Melton maggiore e da pendenze più elevate; infine le conoidi classificabili come miste si presentano con caratteristiche intermedie.

La definizione del tipo di conoide è stata ottenuta facendo riferimento alla classifica proposta da Blair & McPherson (1994), basata sul processo dominante e quindi sulla *facies* corrispondente, responsabile della costruzione del corpo della conoide. Al fine di individuare meglio la natura dei fenomeni che hanno contribuito alla sua accrezione, è stata effettuata anche l'identificazione visiva di alcuni aspetti sedimentologici e stratigrafici (Blair & McPherson, 1994), quali:

- classazione (se presente);
- natura dei clasti;
- caratteristiche morfologiche dei clasti;
- tipo di gradazione (se presente);
- granulometria;
- tipo di orientazione dei clasti (se presente).

Successivamente, uno studio di dettaglio ha riguardato due tra le conoidi rilevate, ritenute esempi significativi dell'intera popolazione. E' stata, quindi, effettuata una ricostruzione morfologica, dal 1955 al 1996, di questi due corpi deposizionali e dei relativi sottobacini.

a) Analisi della vegetazione

Un approccio indiretto, per la definizione dello stato di attività delle conoidi in un determinato intervallo temporale, consiste nella valutazione della tipologia e dello stadio evolutivo della copertura vegetale presente sul corpo delle conoidi. Questi aspetti, stimati attraverso la fotointerpretazione, sono stati analizzati per gli anni 1955, 1979 e 1996 sulle 12 conoidi (numerate da F1 a F12) situate tra la foce del Torrente Ceraco e le pendici immediatamente a sud dell'abitato di Acri.

Le diverse tipologie vegetazionali rilevate sono state classificate in quattro categorie, definite sulla base di caratteristiche puramente fisionomiche della vegetazione: *i)* aree nude, *ii)* vegetazione rada di bassi arbusti e/o specie erbacee, *iii)* vegetazione densa di bassi arbusti, *iv)*

vegetazione densa di alti arbusti, con alberi sparsi. Le rispettive variazioni nel periodo 1955-1996 sono state elaborate utilizzando il programma ArcView 3.2.

Indagini di dettaglio, riguardanti i processi di versante ed i cambiamenti di copertura vegetale nell'intervallo esaminato, sono state effettuate successivamente in due piccoli bacini campione, rispettivamente relativi alle conoidi F6 (versante esposto a sud) e F9 (versante esposto a nord). Per queste due conoidi sono stati rilevati i dati geomorfologici e sedimentologici, associati a valutazioni inerenti al grado di copertura vegetale (secondo il metodo di Braun-Blanquet, 1932, semplificato) e l'altezza media delle principali specie legnose.

Allo scopo di acquisire dei dati temporali più precisi relativi all'ultima fase di attività delle due conoidi campione, è stata effettuata la determinazione dell'età di alcune specie legnose, sia arbustive che arboree, selezionando, fra gli individui presenti sulle due conoidi, quelli presumibilmente più vecchi, sulla base delle loro maggiori dimensioni biometriche. Tale approccio si fonda sul presupposto che l'attuale fase di stabilità della conoide persiste da un numero di anni uguale o maggiore dell'età delle piante più vecchie, fornendo informazioni, seppure approssimative, relative all'epoca in cui la conoide ha probabilmente cessato di ricevere apporti per la sua accrezione. L'indagine si è articolata in quattro fasi che sono descritte di seguito.

1) Campionamento

La fase del campionamento rappresenta sempre un momento particolarmente importante in questo genere di indagini, in quanto l'erronea scelta del materiale pregiudicherebbe l'affidabilità dei risultati. Nel nostro caso, per definire le fasi di stabilizzazione delle conoidi, il prelievo dei campioni si è basato sulla discriminazione degli individui supposti più vecchi. Inoltre, poiché non tutte le specie si prestano a questo tipo di indagine, la selezione è stata effettuata scegliendo quelle maggiormente idonee. Una volta individuato l'albero da campionare, in accordo con i metodi dendrocronologici (Motta, 1996), è stata valutata la possibilità di eseguire un campionamento di tipo distruttivo o non distruttivo.

Il campionamento distruttivo consiste nel taglio completo del fusto; ciò è stato possibile con alberi dal tronco con circonferenza inferiore ai 10 cm circa. Il campionamento non distruttivo si effettua su piante con diametro superiore a 10 cm e consiste nel prelievo dal tronco, mediante il "succhiello di Pressler", di "carotine" di legno di diametro pari a 5 mm e lunghezza variabile in funzione del diametro della pianta. Il succhiello di Pressler (Fig. 5.3) è costituito da un "carotiere" dotato di filettatura in punta, cavo all'interno, che viene infisso in direzione ortogonale rispetto all'asse del tronco.

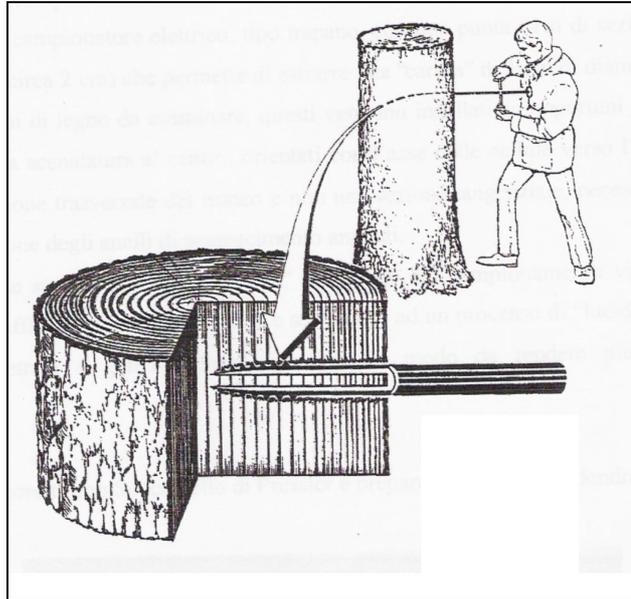


Fig. 5.3: Utilizzo del succhiello di Pressler (Jozsa, 1988).

Sono state campionate 10 piante su F6 e 9 piante su F9, prelevando in totale 12 sezioni e 11 carote, evitando i punti con lesioni, ferite o inserzione di rami.

Tutti i campioni prelevati sono stati numerati e le caratteristiche degli individui campionati sono state annotate su apposite schede, adeguatamente predisposte (Fig. 5.4).

2) Preparazione del materiale

La fase di preparazione dei campioni si è svolta nel laboratorio dell'ISAFoM-CNR di Cosenza. Le carotine di legno, ancora fresche, sono state incollate con colla vinilica su opportuni portacampioni di legno, dotati di una scanalatura longitudinale al centro. Nel montaggio dei campioni si è usata l'accortezza di orientare le carotine con l'asse delle cellule rivolto verso l'alto, in modo da ottenere un piano di osservazione corrispondente alla sezione trasversale del tronco (Fig. 5.5 a-b). Successivamente il campione è stato sottoposto ad un processo di levigatura, con fogli di carta abrasiva a grana sempre più fine (80-180-320-600), in modo da evidenziare al meglio gli anelli annuali.

SCHEDA DI CAMPIONAMENTO DENDROCRONOLOGICO

NOME SITO _____ **Codice Sito** _____
 Identificazione campione _____ **Data** _____
 Rilevatori _____

INFORMAZIONI SUL SITO:
 Descrizione Microsito _____

 Pendenza _____ Esposizione _____
 Secco _____ Intermedio _____ Umido _____
 Evidenze di Uso del Suolo _____

INFORMAZIONI SULLA PIANTA:
 SPECIE _____ Viva _____
 Diametro (Circonferenza) _____ Altezza _____ Problemi _____
 Direzione di inclinazione/Gradi _____
 Coppia _____
 Densità della chioma/Condizione _____
 Fusto _____
 Etichetta: Sì _____ No _____ Dove? _____ Residuale _____
 Foto: Sì _____ No _____ Di Cosa? _____

UBICAZIONE:
 Indica la localizzazione del campione, con dettagli su riferimenti locali, posizione topografica e posizione relativa rispetto al campione precedente:

INFORMAZIONI SULLE CAROTE:
 n. di carote prelevate _____ Altezza e orientamento di ogni carota _____

INFORMAZIONI SULLE SEZIONI:
 Tipo di cicatrice: Fuoco _____ Alluvione _____ Fulmine _____ Meccanica _____
 Animale _____ Other _____
 Grado di decomposizione: Nessuno _____ Leggero _____ Moderato _____
 Forte _____
 Cicatrice visibile prima del taglio _____
 Cicatrice visibile dopo il taglio _____
 Numero di Sezioni _____ Altezza di ogni Sezione _____

N. di Pezzi per Sezione _____

Disegna il campione da cui sono prese le carote o le sezioni, indicando la direzione nord, la pendenza, l'angolo, la localizzazione delle carote o delle sezioni prelevate; annota informazioni su riferimenti locali (strade limitrofe, recinzioni, etc.) e sui campioni prelevati precedentemente:

monte
 ↑


Nel caso di sezioni, disegna ogni sezione in modo chiaro, indicando la posizione dell'etichetta per ogni pezzo, in modo che le sezioni possano essere riassemblate facilmente in laboratorio:

Fig. 5.4: Esempio di scheda per il rilevamento dendrocronologico.

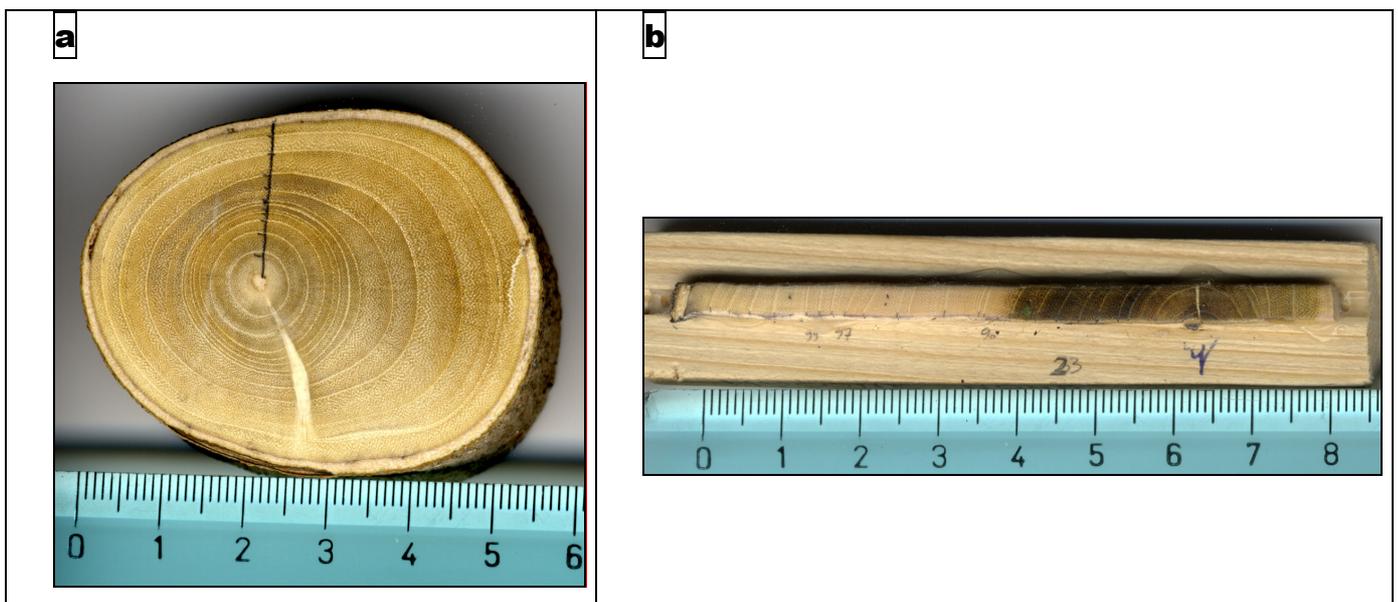


Fig. 5.5: Campione di arbusto (specie terebinto) in sezione (a) e in carota (b).

3) Analisi dei campioni

Ultimata la fase di levigatura, i campioni sono stati analizzati al microscopio binoculare (max 40×) a luce riflessa, per il conteggio degli anelli di accrescimento annuale. In questa fase, è di assoluta importanza l'attribuzione ad ogni anello dell'anno esatto della sua formazione. Tale requisito è soddisfatto attraverso il principio dell'interdatazione (*cross-dating*) (Douglass, 1941; Fritts, 1976), che consiste nella datazione di anelli di accrescimento particolarmente ridotti o ampi (anelli caratteristici) e nel loro riconoscimento, mediante confronto, su campioni diversi. Questi anelli particolari fungono da capisaldi per la datazione dei singoli campioni, garantendo la corretta costruzione delle cronologie individuali e di popolazione. Per facilitare il confronto fra campioni diversi, le differenze di crescita di un singolo anello, rispetto a quelli precedenti o successivi, sono stimate visivamente e riportate su un grafico detto “*skeleton plot*”. In questa rappresentazione grafica (Fig. 5.6) sono indicate sulle ascisse delle barrette verticali, con una lunghezza inversamente proporzionale all'ampiezza dell'anello, se esso è molto sottile, e direttamente proporzionale, se è molto ampio, rispetto ai 2 anelli contigui (es. anello molto stretto = barretta verso il basso, molto lunga; anello molto ampio = barretta verso l'alto, molto lunga).

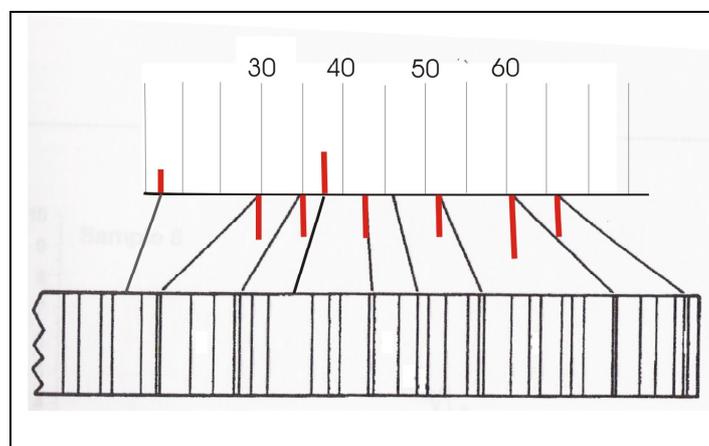


Fig. 5.6: Costruzione di uno *skeleton-plot* da una sequenza immaginaria di anelli; con i trattini rossi sono segnalati alcuni dei *pointer years*.

b) Uso del suolo

Fra i fattori che influenzano i processi di versante, la copertura vegetale ed il tipo di uso del suolo hanno un ruolo rilevante. Per tale ragione, lo studio è stato esteso anche alla valutazione delle variazioni di uso del suolo nel corso del tempo. Questo aspetto è stato affrontato ed analizzato in una porzione ristretta del bacino del Fiume Mucone, in cui ricadono anche le conoidi F6 ad F9, considerate come esempi rappresentativi di alcuni dei fenomeni

indagati. Lo studio delle variazioni di uso del suolo è stato effettuato mediante la fotointerpretazione relativa ai voli 1955, 1979 e 1996, gli stessi usati per l'indagine geomorfologica.

Per la distinzione tra le differenti classi di uso del suolo si è fatto riferimento alla classificazione CORINE Land Cover, Livello 1 e 2 (APAT, 2003, modificato). Le tipologie individuate sono di seguito riportate:

- *Classe 1. Aree antropizzate*: include tutte le strutture artificiali come costruzioni, strade, industrie ecc.
- *Classe 2.1. Seminativo*: aree interessate da sistemi di rotazione periodica, con colture erbacee irrigue e/o non irrigue.
- *Classe 2.2. Colture permanenti*: tutte le superfici occupate da colture permanenti non sottoposte a sistemi di rotazione; include colture legnose da frutto, come uliveti, castagneti, noceti e vigneti.
- *Classe 2.4. Colture eterogenee*: aree in cui sono associate, nella stessa parcella, colture annuali ad altre permanenti, colture annuali sotto alberi forestali, aree con coltivazioni annuali, prati e/o colture permanenti che sono giustapposte, paesaggi in cui coesistono colture e pascoli con vegetazione naturale o aree naturali.
- *Classe 3.1. Boschi*: aree coperte da vegetazione forestale e boschi, composti da conifere e/o specie decidue, esotiche e/o indigene, e che sono destinate alla produzione di legno o altri prodotti forestali.
- *Classe 3.2. Aree incolte*: aree interessate da arbusteti, processi di ricolonizzazione forestale, siepi; comprendono anche cespuglieti e arbusteti di sclerofille sempreverdi mediterranee e sub-mediterranee (macchie, garighe, mattoral, phrygana *sensu lato*), fasi di degradazione e ricolonizzazione di foreste di latifoglie sempreverdi, praterie termofile aride di zone pianeggianti, collinari e montuose.
- *Classe 3.3. Aree nude o con vegetazione rada*: aree naturali con vegetazione rada o assente, comprendenti formazioni termofile su terreni sabbiosi o rocciosi soggetti a continua erosione, praterie sub-steppiche perenni, praterie xerofile aperte meso- e termo-mediterranee, con scarsa vegetazione su pendii rocciosi, ghiaiosi, falesie ed aree bruciate.

I fotogrammi dei tre voli utilizzati sono stati scannerizzati e poi ortorettificati e georeferenziati. I dati relativi all'uso del suolo sono stati acquisiti a video in formato vettoriale, previa verifica, mediante osservazione allo stereoscopio, delle situazioni più ambigue. Il trattamento dei dati spaziali, relativi ai cambiamenti di uso del suolo nell'intervallo temporale considerato, è stato successivamente eseguito mediante analisi statistiche semplici.

In accordo con le metodologie tipiche dell'ecologia del paesaggio (Bertozzi *et al.*, 1995; Moreira *et al.*, 2001; Agnoletti, 2002), sono state in seguito effettuate operazioni di sovrapposizione delle carte di uso del suolo relative all'intervallo temporale 1955-1996. Quest'operazione ha consentito di mettere in evidenza e quantificare il tipo di dinamica vegetazionale, il cui ruolo può

essere significativo per le indagini geomorfologiche in questione. Le variazioni ottenute sono state ascritte a quattro categorie dinamiche (Tab. 5.4):

<i>i) dinamica progressiva</i>	Tipo 1a – sistema agricolo da meno a più complesso Tipo 1b – comunità naturale da meno a più evoluta Tipo 2 – da sistema agricolo a comunità naturale
<i>ii) dinamica regressiva</i>	Tipo 1a – sistema agricolo da più a meno complesso Tipo 1b – comunità naturale da più a meno evoluta Tipo 2 – da comunità naturale a sistema agricolo
<i>iii) persistenza</i>	Nessuna variazione
<i>iv) antropizzazione</i>	Urbanizzazione e/o altri cambiamenti artificiali

Tab. 5.4: Principali classi di dinamica di uso del suolo.

5.2.3. La franosità

L'analisi della franosità è stata svolta mediante ricognizioni *in situ* e l'interpretazione di aerofotogrammi che hanno consentito di individuare la tipologia e la frequenza degli eventi franosi nei bacini esaminati. Molti eventi non cartografabili alla scala 1:10000 sono stati rilevati, ma non rappresentati.

Sia nel bacino del F. Mucone che in quello del T. Illice, sono state redatte due Carte-inventario delle frane del settore medio.

La classifica dei tipi di movimento è stata effettuata seguendo gli schemi proposti da Varnes (1978), modificato da Carrara *et al.* (1985) e da Cruden & Varnes (1996), individuando cinque gruppi principali di frane, distinti a seconda del movimento.

Le tipologie di movimento sono (Fig. 5.7):

- CROLLI: la massa si stacca da un versante molto acclive, si muove prevalentemente nell'aria e successivamente rotola e/o rimbalza.
- RIBALTAMENTI: si ha una rotazione della massa intorno ad un punto posto al di sotto del suo baricentro.
- SCORRIMENTI o SCIVOLAMENTI, rotazionali e traslativi: si contraddistinguono per lo spostamento lungo una o più superfici. Il movimento, lungo un piano di rottura che separa la massa in posto da quella dislocata, può essere contemporaneo in tutti i punti della superficie. Lo scorrimento rotazionale è caratterizzato da una superficie di rottura concava; molto spesso nella zona di testata il movimento è quasi verticale. Nello scivolamento traslativo, invece, il movimento avviene lungo una superficie piana che, frequentemente, coincide con le superfici di discontinuità.
- ESPANDIMENTI laterali: si verifica un'estensione della massa mediante fratture.

- COLAMENTI: il movimento non avviene semplicemente tra superficie di rottura e massa in frana, ma anche all'interno della massa stessa.

Alla luce del lavoro di Cruden & Varnes (1996) sono stati individuati fenomeni complessi, in cui diversi tipi di movimento contribuiscono al moto globale di una frana. Con il termine di "fenomeno complesso" si indica, quindi, il caso in cui i vari tipi di movimento si verificano in "sequenza temporale".

Sono state riconosciute inoltre anche le zone in erosione *s.l.*, comprendenti sia processi di dilavamento che franosità superficiale diffusa.

Un discorso a parte va fatto per i fenomeni franosi detti *Sackiing* o D.G.P.V. (deformazioni gravitative profonde di versante), i quali coinvolgono vaste zone e presentano una superficie di rottura molto profonda e difficilmente individuabile. Diversi autori concordano sulla necessità di dover trattare tali fenomeni gravitativi come casi a sé stanti (Nemčok, 1972; Varnes & IAEG, 1984; Vallario, 1992; Sorriso-Valvo, 1995). Secondo quanto riportato da Sorriso-Valvo (1995), una deformazione gravitativa profonda di versante è un movimento di massa in cui la presenza di un'eventuale superficie di scorrimento continua non è macroscopicamente evidente e non è necessario postularla per rendere conto delle deformazioni osservate sia in superficie che in profondità. L'entità dello spostamento è piccola rispetto alle dimensioni del fenomeno.



Fig. 5.7: Principali tipologie di movimento (Varnes, 1978; Carrara *et al.*, 1985).

Seguendo Varnes (1978), Cruden & Varnes (1996) e Hungr *et al.*, (2001), la differenziazione delle frane secondo il tipo di materiale coinvolto prima dell'evento si basa sulla distinzione tra la roccia ed il terreno sciolto. Quest'ultimo viene suddiviso in detrito, se prevalentemente grossolano (dal 20% all'80% dei granuli con dimensione >2 mm), ed in terra, se prevalentemente fine (almeno l'80% delle particelle con dimensione <2 mm).

Un ulteriore parametro che consente di distinguere le diverse tipologie franose è la velocità. Secondo la classifica di Cruden & Varnes (1996), sono distinti sette tipi di eventi, dall'“estremamente lento” all'“estremamente rapido” (Tab. 5.5).

TIPO DI MOVIMENTO	VELOCITA'
Estremamente rapido	> 5 m/sec
Molto rapido	Da 5 m/sec a 3 m/min
Rapido	Da 3 m/min a 1,8 m/ora
Moderato	Da 1,8 m/ora a 13 m/mese
Lento	Da 13 m/mese a 1,6 m/a
Molto lento	Da 1,6 m/a a 16 mm/a
Estremamente lento	< 16 mm/a

Tab. 5.5: Scala della velocità dei movimenti (Cruden & Varnes, 1996).

5.3 STIMA DELLA SUSCETTIBILITA' DA FRANA

5.3.1 Applicazione del modello SINMAP

La metodologia per la valutazione della suscettibilità da frana si è basata sull'utilizzo di un modello fisico, applicato in ambiente GIS, che consente di incrociare diversi parametri predisponenti.

SINMAP (Stability INdex MAPping – Pack *et al.*, 1998) è un'estensione del sistema informativo geografico *ArcView* il cui scopo è quello di ottenere un indice di stabilità (SI). Quest'ultimo, che è un valore numerico, esprime il fattore di sicurezza, utilizzato per suddividere l'area in esame in tante zone quanti sono gli intervalli di questo indice. SI è definito come la probabilità che una zona sia stabile assumendo come uniforme la distribuzione dei parametri considerati; si ricavano così alcuni *ranges* compresi tra 0 (zone più instabili) ed 1 (zone minimamente instabili).

Il valore numerico ottenuto si utilizza per classificare le condizioni di stabilità del versante per ogni cella della griglia che costituisce il DEM.

Per SINMAP, che opera solo valutando frane superficiali, i dati di *input* per la determinazione dell'indice di stabilità, definito come fattore di sicurezza (FS) probabilistico, sono: fattori topografici (θ), grandezze relative all'area specifica di drenaggio (a) e parametri che caratterizzano le proprietà sia geotecniche (ϕ) che idrologiche del terreno (C-coesione, R^1 -pioggia efficace, T^2 -trasmissività) (Fig. 5.8).

Il modello di pendio indefinito (rapporto tra forze stabilizzanti e forze destabilizzanti) utilizzato per l'applicazione di SINMAP è dato dalla seguente formula semplificata (Hammond *et al.*, 1992):

$$FS = \frac{C + \cos\theta \times (1-wr) \times \tan\phi}{\sin\theta}$$

dove: $C = (C_r + C_s) / (h \times \rho_s \times g)$ in cui C_r è la coesione delle radici, C_s è quella del suolo, h è la profondità della superficie di rottura (max 1 m), ρ_s è la densità del suolo, g l'accelerazione di gravità, w il contenuto d'acqua e r è il rapporto della densità dell'acqua su quella del suolo.

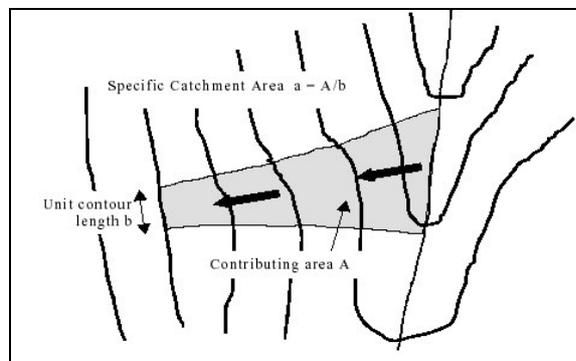


Fig. 5.8: Valutazione dell'indice di stabilità mediante un parametro idrologico (T/R) ed un parametro topografico locale (a/b) (*Specific Catchment Area*) che tiene conto dell'attitudine morfologica del bacino sotteso a concentrare il flusso nella sezione considerata (Pack *et al.*, 1998).

Le variabili topografiche sono automaticamente computate dal DEM ed assegnate ad ogni cella, mentre i parametri T , R , C , ϕ sono riconosciuti come incerti e quindi considerati variabili tra un limite superiore ed uno inferiore assumendo per questi una distribuzione normale.

¹ Precipitazione totale a meno dell'aliquota relativa al fenomeno dell'evapotraspirazione.

² Volume d'acqua sotterranea che attraversa una sezione retta dell'acquifero di larghezza unitaria e di altezza pari allo spessore saturo, nell'unità di tempo, sotto un gradiente idraulico costante, a 20°C.

Il concetto di pendio indefinito è valido nei casi in cui lo spessore del terreno al di sopra della superficie di scorrimento sia molto minore rispetto alla lunghezza del versante. Su ciascun elemento finito di versante si applica un modello di stabilità del tipo Mohr-Coulomb.

Il principale *output* di SINMAP è la cartografazione di regioni con $SI > 1$ se $FS_{min} > 1$; $0 < SI < 1$ se $FS = 0$; $SI = 0$ se $FS_{max} < 1$.

In Figura 5.9, in cui si mettono in relazione l'acclività ($\tan \theta$) e l'area del drenaggio (*Specific Catchment Area*), si possono individuare sei campi con diverso valore di SI.

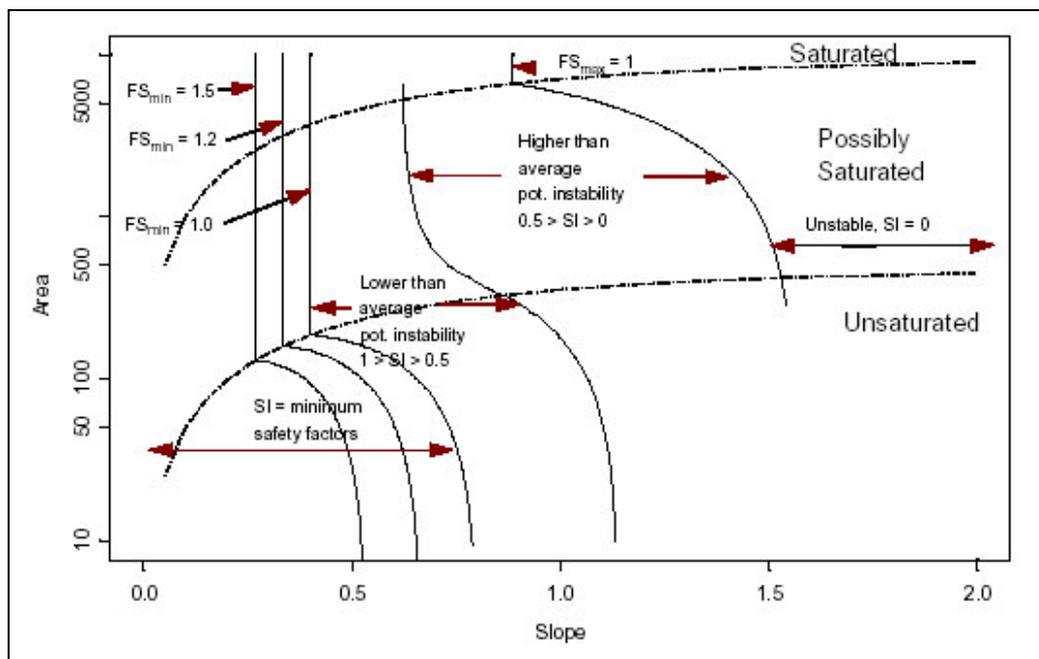


Fig. 5.9: Indice di stabilità definito in termini di pendenza-area di drenaggio (Pack *et al.*, 1998).

E' possibile, quindi, costruire una tabella in cui si differenziano le classi di stabilità in funzione del valore assunto da SI (Tab. 5.6).

Le classi individuate possono essere così interpretate:

- Stabile, Moderatamente Stabile e Quasi-Stabile: regioni nelle quali, in accordo con il modello, non dovrebbero verificarsi fenomeni di instabilità una volta assunti i parametri più conservativi nel *range* specificato.
- Instabile per Soglia inferiore o Soglia superiore: regioni per cui, in accordo con il *range* di incertezza dei parametri individuati nel modello, esiste una probabilità di rottura che è rispettivamente minore o maggiore del 50%. In queste regioni non sono richiesti fattori esterni

per generare instabilità. L'instabilità si può manifestare semplicemente per una specifica combinazione dei valori assunti dai parametri all'interno del loro *range* di variazione.

- **Instabile:** regione in cui i versanti risultano instabili per qualsiasi valore assunto dai parametri nel *range* specificato.

CONDIZIONE	CLASSE	STATO DI STABILITA'	VARIABILITA' PARAMETRI	POSSIBILE INFLUENZA DI FATTORI NON CONSIDERATI
$SI > 1,5$	1	Zona stabile	La variabilità non influisce sulla instabilità	Sono richiesti significati fattori destabilizzanti per l'attività.
$1,5 > SI > 1,25$	2	Zona moderatamente stabile	La variabilità non influisce sulla instabilità	Sono richiesti moderati fattori destabilizzanti per l'instabilità
$1,25 > SI > 1$	3	Zona quasi stabile	La variabilità non influisce sulla instabilità	Anche lievi fattori destabilizzanti possono determinare l'instabilità
$1 > SI > 0,5$	4	Zona instabile per soglia inferiore	E' richiesta la metà peggiore del <i>range</i> dei parametri per la stabilità	Non sono necessari fattori destabilizzanti per l'instabilità
$0,5 > SI > 0$	5	Zona instabile per soglia superiore	E' richiesta la metà migliore del <i>range</i> dei parametri per la stabilità	Fattori stabilizzanti possono aiutare la stabilità
$0 > SI$	6	Zona instabile	La variabilità non influisce sulla stabilità	Fattori stabilizzanti sono richiesti per la stabilità

Tab. 5.6: Determinazione delle sei classi di stabilità in relazione ai valori assunti da SI (tradotto da Pack *et al.*, 1998).

CAPITOLO 6

CARATTERI DEL *WEATHERING* NELLE AREE D'INTERESSE

6.1 IL *WEATHERING* NEL MEDIO SETTORE DEL BACINO DEL F. MUCONE

6.1.1 La Carta del *weathering*

La Carta del *weathering* è stata realizzata in un'area-campione del settore medio del bacino, in prossimità di Acri (Fig. 6.1).

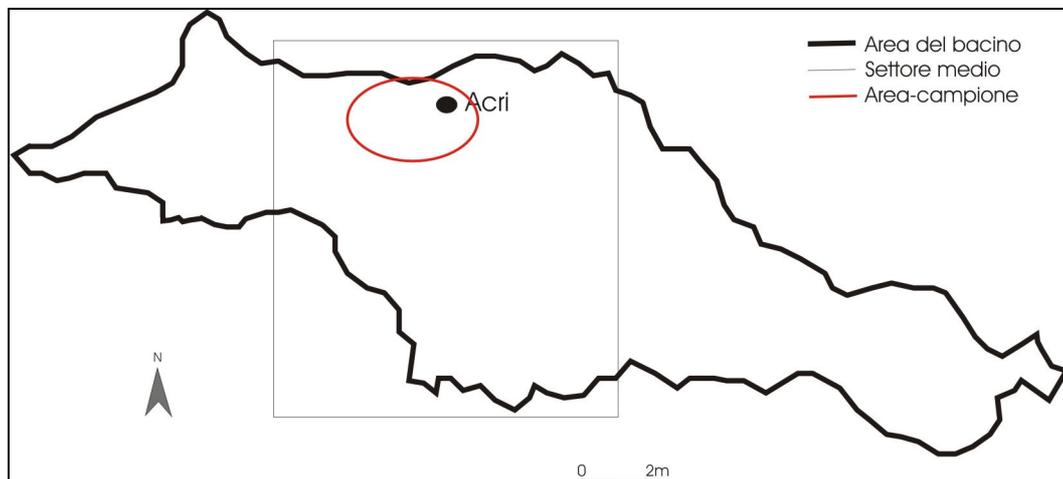


Fig. 6.1: Ubicazione dell'area-campione.

Nella carta (Fig. 6.2) sono presenti quattro classi di *weathering*, dalla III alla VI, depositi alluvionali e di frana. La percentuale maggiore in affioramento è relativa agli gneiss moderatamente alterati ed ai terreni residuali (rispettivamente III e VI classe con il 24 ed il 22 %), seguono la IV classe (20%) ed, infine, la V classe con una copertura pari al 14 % (Fig. 6.3). I depositi di frana occupano una superficie minima che complessivamente raggiunge il 2%.

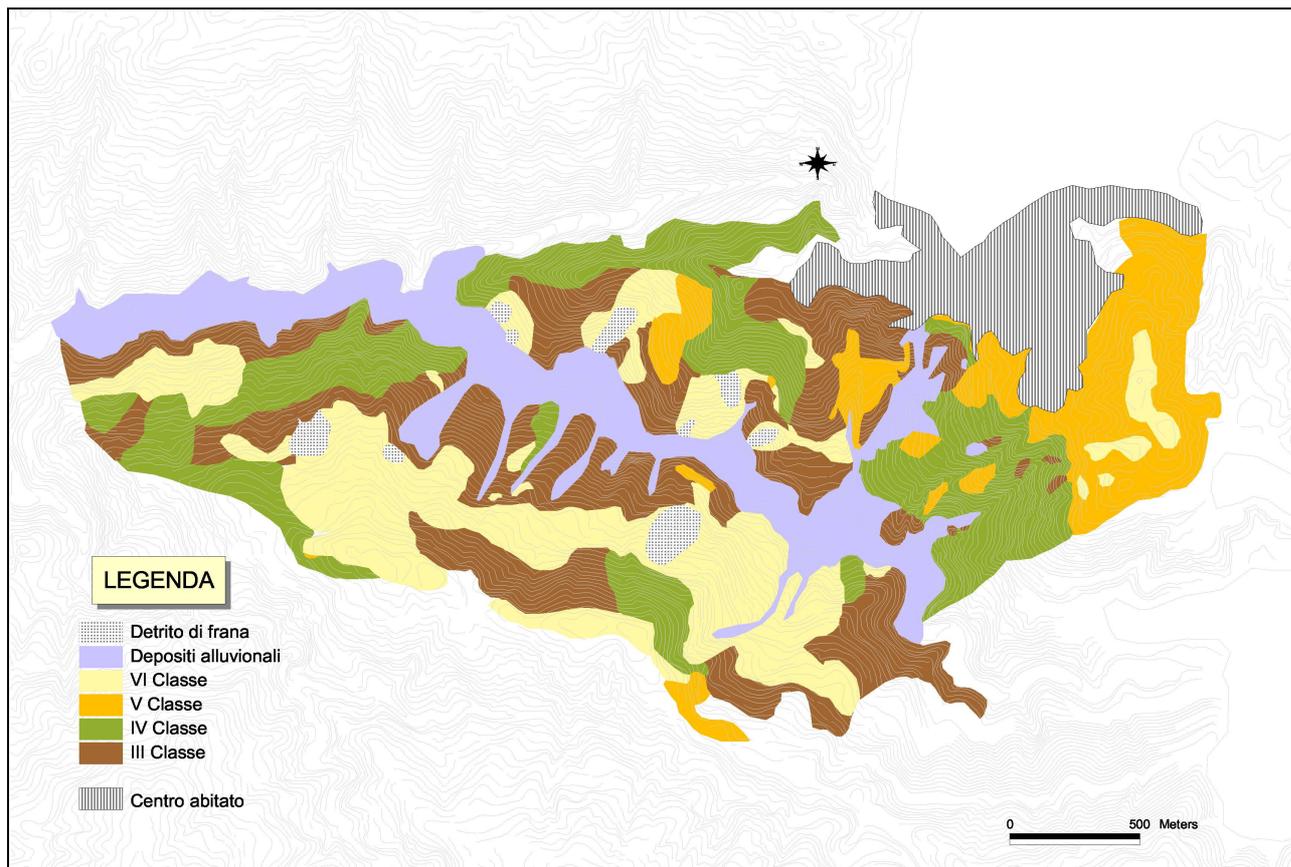


Fig. 6.2: Carta del *weathering* nel medio bacino del F. Mucone.

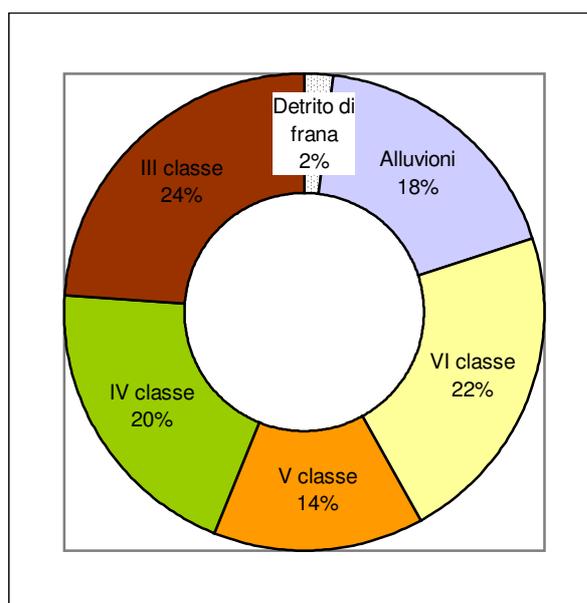


Fig. 6.3: Distribuzione delle classi di alterazione e dei depositi colluviali nell'area-campione.

La III classe ha una consistenza litoide ed un colore grigio verdastro (Fig. 6.4a). Queste rocce sono solo parzialmente decolorate e si rinvengono a varie quote su entrambi i versanti, a partire dalla sommità fino al fondovalle. Questo tipo di roccia, se colpita con il martello da geologo, emette un suono cristallino. Si presenta intensamente fratturata e ridotta in elementi poliedrici.

La IV classe costituisce, con la precedente, l'affioramento roccioso più esteso. Queste rocce si presentano molto fratturate ed altamente alterate con spessori anche di decine di metri. Le rocce della IV classe sono ridotte, da fratture subverticali e da superfici di *thrust*, in elementi poliedrici con dimensioni variabili fino a qualche metro cubo. Spesso nelle fratture beanti è possibile riconoscere terreni della VI classe. Il colore è prevalentemente marrone bruno (Fig. 6.4b) derivato da una completa decolorazione.

Nella V classe, corrispondente al "saprolite" (Fig. 6.4c), si distinguono ancora le caratteristiche tessiturali originarie. Questo tipo di roccia, completamente decolorata, affiora intorno al centro abitato e talora su entrambi i versanti che bordano la valle del Mucone ed in località Serricelle. Dove i tagli lungo strada sono freschi, si possono notare livelli di circa 5-10 cm di muscovite (Fig. 6.4d). Tra le caratteristiche del saprolite si evidenziano la facile disgregazione dei blocchi con le mani e l'emissione di un suono cupo all'urto con il martello da geologo.

La VI classe (Fig. 6.4e-f) è stata rilevata su entrambi i versanti, nei pressi dell'abitato di Acri e del cimitero. Nell'ambito di questa classe rientrano sia i terreni residuali, privi di qualsiasi struttura tipica della roccia madre, sia le colluvioni. I depositi colluviali, che presentano colore variabile dal rosso bruno al marrone, sono contraddistinti da una frazione più grossolana, frequentemente spigolosa, immersa in una matrice molto sottile.

Nell'area di studio non sono state rilevate tracce né della II né della I classe.

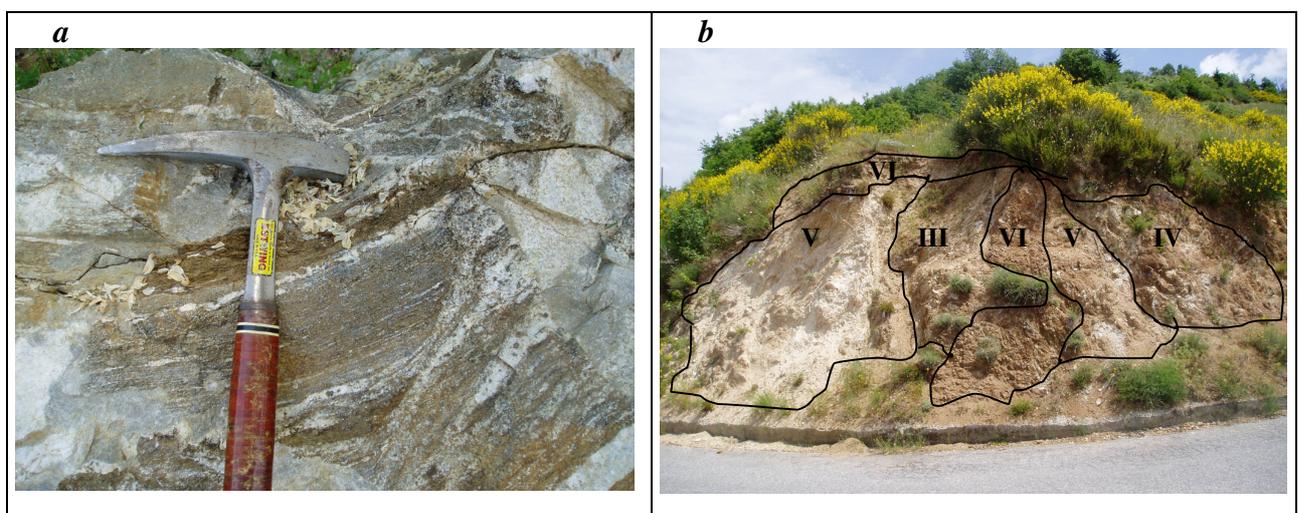


Fig. 6.4: a) Particolare della III classe; b) Affioramento con III, IV, V e VI classe.

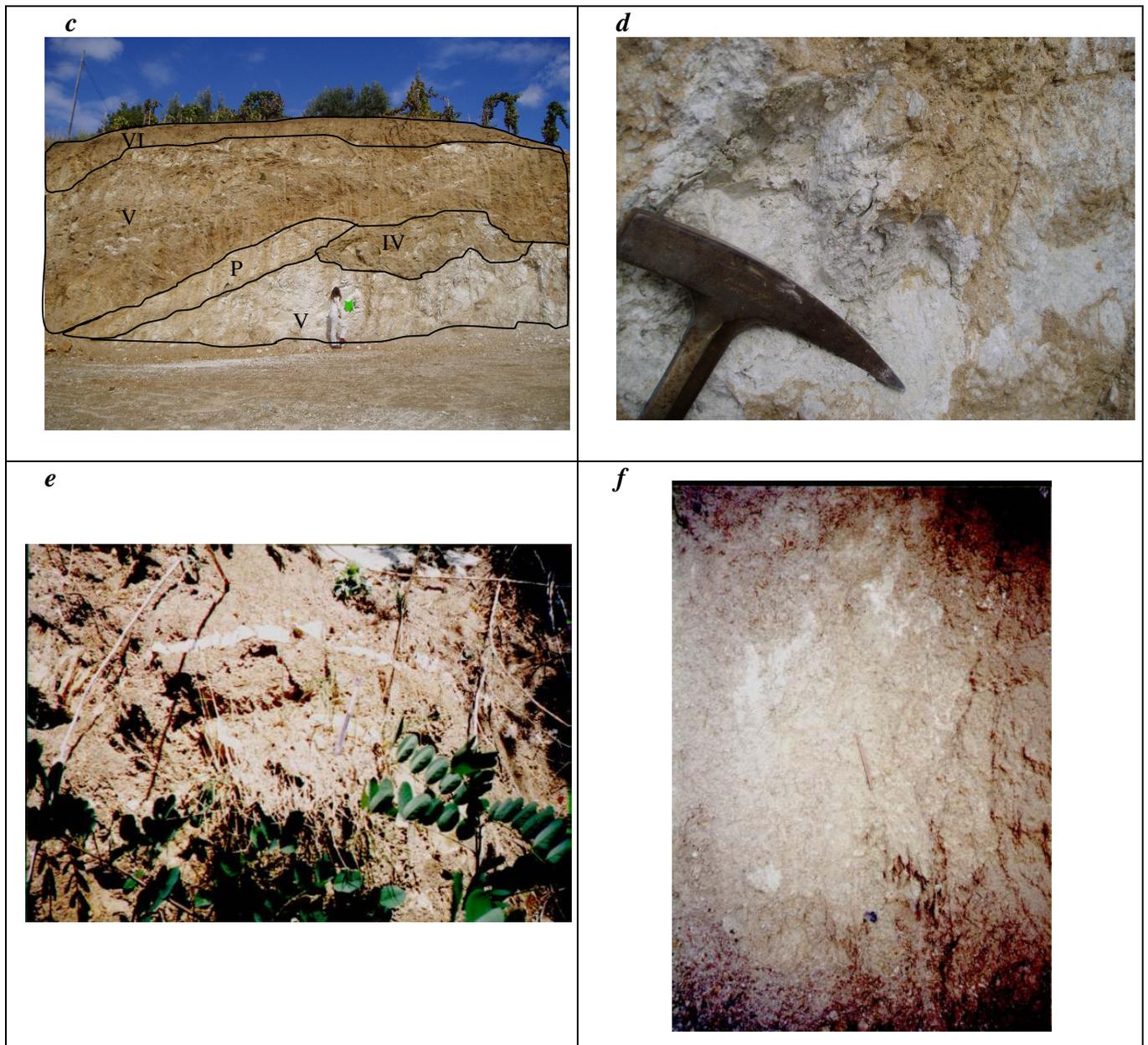


Fig. 6.4: c) Gneiss di IV, V e VI classe, P: filone pegmatitico; d) Un dettaglio della V classe con evidenti lamine di muscovite; e) VI classe con tracce di V; f) Affioramento della VI classe in cui non sono più riconoscibili le caratteristiche tessiturali della roccia madre.

6.1.2 Profili di alterazione

Al fine di trarre indicazioni sulla sequenza e sugli spessori dei vari orizzonti di alterazione dell'area di studio, sono stati esaminati sette fronti localizzati sui due versanti del settore medio del bacino del F. Mucone. Le zone in cui sono stati rilevati i fronti sono rappresentate in Figura 6.5, mentre i punti in cui sono stati prelevati i campioni per le analisi granulometriche sono rappresentati sui fronti in seguito descritti.



Fig. 6.5: Ubicazione di 7 dei fronti studiati.

Il fronte 1 (Fig. 6.6a-b) è ubicato sul versante in destra orografica del F. Mucone, nella frazione di Padia, lungo la strada comunale che collega il paese con il Ponte Mucone.

Il fronte è caratterizzato prevalentemente da gneiss di IV e V classe di alterazione, che presentano colore e caratteristiche fisiche differenti. Infatti gli gneiss della IV classe sono caratterizzati da un colore bruno rossastro, mentre quelli della V classe presentano un colore giallo-ocra. Entrambi gli gneiss si rompono con le mani, ma, mentre la rottura con il martello da geologo sulla IV classe avviene con colpi fermi, sulla V sono sufficienti colpi leggeri. Sulla V classe le prove effettuate con il martello di Schmidt sono sempre andate “a rifiuto”, mentre sulla IV i valori ottenuti sono compresi tra 24 e 36. Sono presenti inoltre delle inclusioni pegmatitiche con spessore di circa 15 cm. Nella porzione superiore del fronte affiora la VI classe che, in corrispondenza della verticale lungo la quale sono stati prelevati dei campioni per eseguire l’analisi granulometrica, è di circa 80 cm.

I campioni di V classe, sui quali sono state eseguite le analisi granulometriche per via secca, sono costituiti prevalentemente da “ghiaia con sabbia” con una frazione fine che non supera il 6 % (All.II: Tav.1).

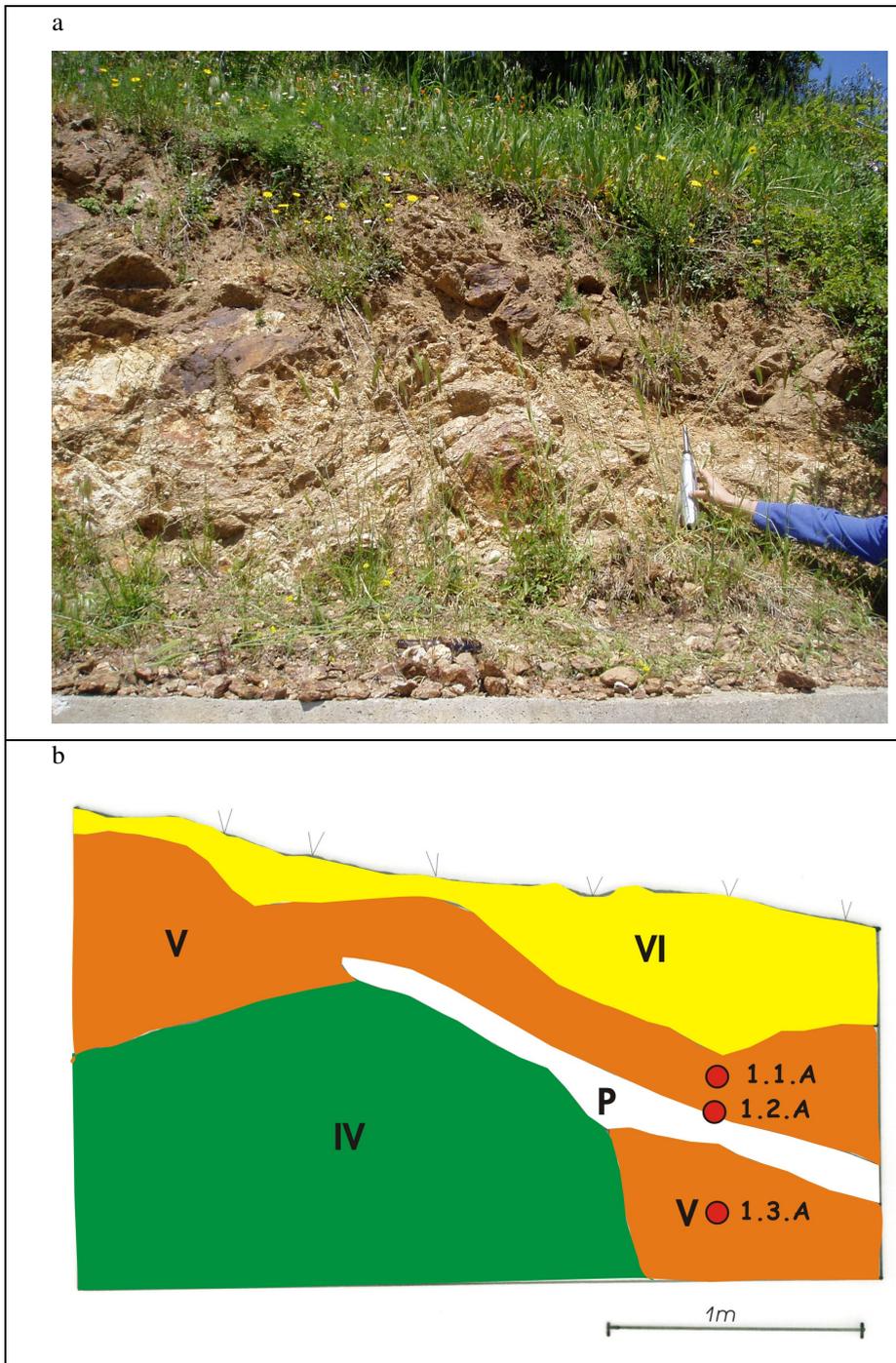


Fig. 6.6a-b: Fronte 1 (P: pegmatite; 1.1A, 1.2.A, 1.3.A: punti di campionamento).

Il fronte 2 (Fig. 6.7a-b) è ubicato nella zona periferica del centro abitato di Acri, sempre sul versante in destra orografica del F. Mucone.

Il fronte è caratterizzato interamente da gneiss completamente alterati, classe V, che presentano un colore bruno rossastro. Questi materiali sono contraddistinti da proprietà meccaniche molto scadenti in quanto si rompono facilmente sia con le mani che con colpi

leggeri del martello da geologo. La roccia completamente alterata è caratterizzata da spessori e passaggi irregolari (pur rimanendo nell'ambito della stessa classe) sui quali non è stato ricavato alcun valore con il martello di Schmidt. La parte alta del profilo è costituita da circa 40 cm di VI classe che ospita in parte un fitto apparato radicale.

Sono state eseguite delle analisi granulometriche su 3 campioni della V classe ivi affiorante, dalle quali è risultato che il campione di V classe "2.3.A" è costituito da "sabbia con ghiaia", mentre gli altri campioni (2.1A, 2.2A) sono caratterizzati da "ghiaia con sabbia" (All. II: Tav.2).

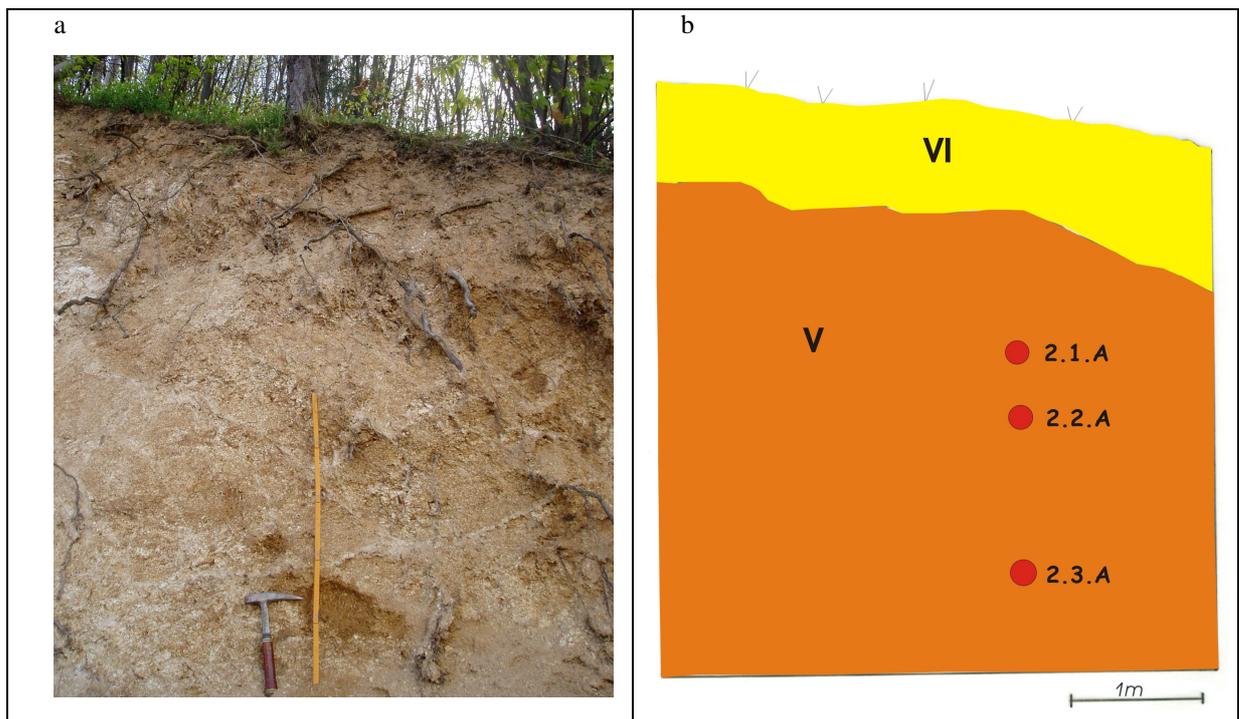


Fig. 6.7a-b: Fronte 2 (2.1.A, 2.2.A, 2.3.A: punti di campionamento).

Il fronte 3 (Fig. 6.8 a-b) è ubicato sul versante in destra orografica del F. Mucone, lungo la strada che porta in località Del Monaco. Il fronte è contraddistinto da rocce con un diverso grado di alterazione. Alla base affiorano rocce moderatamente alterate (classe III), passanti lateralmente a rocce della IV. Entrambe le classi sono caratterizzate da un colore grigio con patine di alterazione grigio-violacee. Le rocce della III classe sono resistenti, tanto da rompersi soltanto con più colpi del martello da geologo; quelle della IV classe sono più fragili e si rompono con facilità sia con il martello che con le mani. Sia sulla III che sulla IV classe sono stati rilevati valori con il martello di Schmidt compresi, per la IV classe, tra 18 e 34, e per la III classe, tra 22 e 38. Nella parte del restante profilo sono presenti degli gneiss

completamente alterati (classe V) di colore marrone chiaro interessati da numerose fratture, in corrispondenza di alcune delle quali è stata anche rilevata una fascia cataclastica. Sugli gneiss di V classe non è stato ottenuto nessun valore del martello di Schmidt.

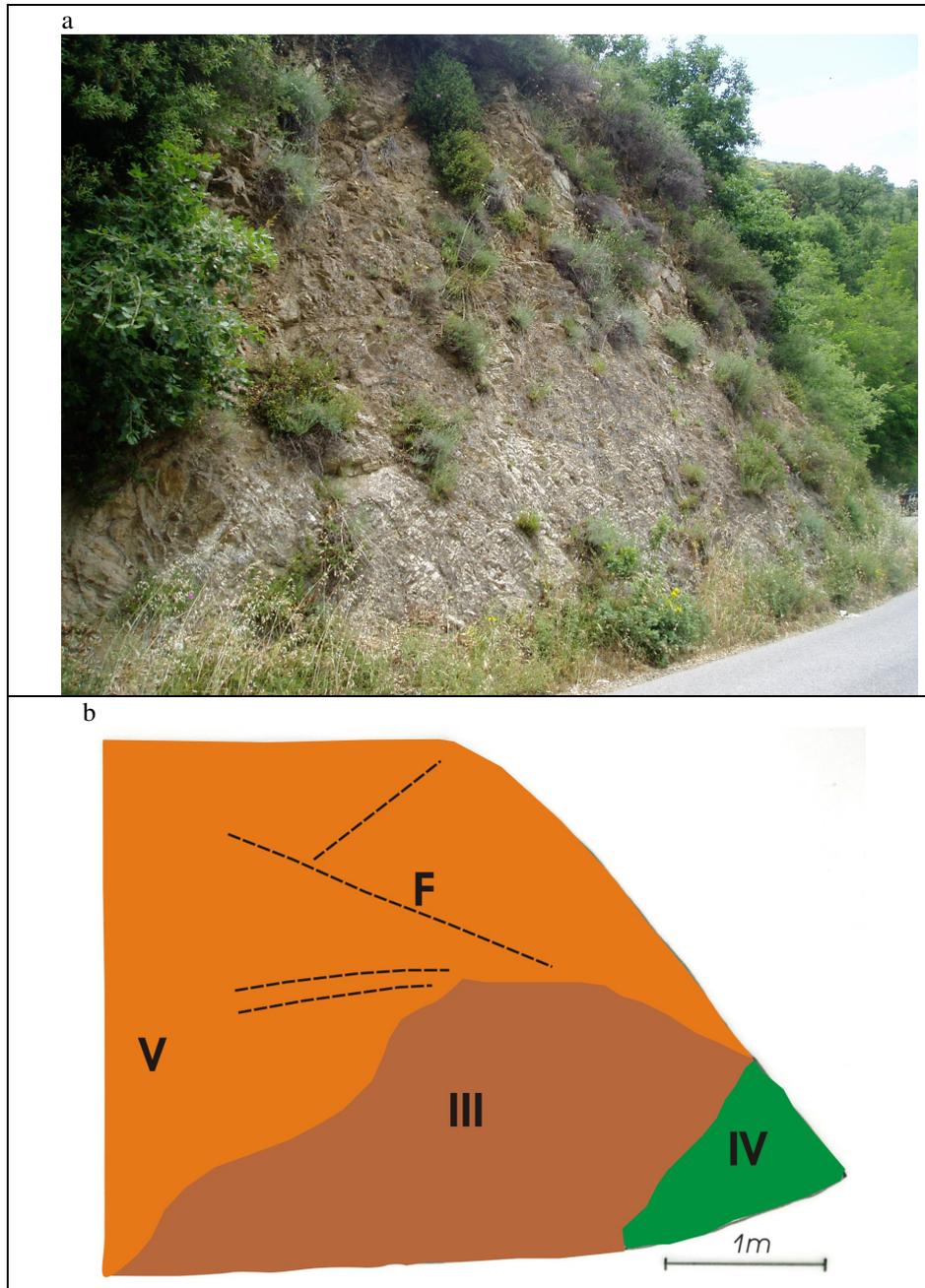


Fig. 6.8a-b: Fronte 3 (F: frattura).

Il fronte 4 (Fig. 6.9a-b) è ubicato sul versante in sinistra orografica in corrispondenza di Case Pizzichello, lungo la strada che porta alla località Serricella. Il fronte è caratterizzato da gneiss moderatamente alterati (classe III) con una colorazione grigio-biancastra. La vegetazione svolge un ruolo fondamentale nell'ampliare le fratture preesistenti negli gneiss. Su queste rocce sono stati rilevati valori con il martello di Schmidt compresi tra 19 e 35.

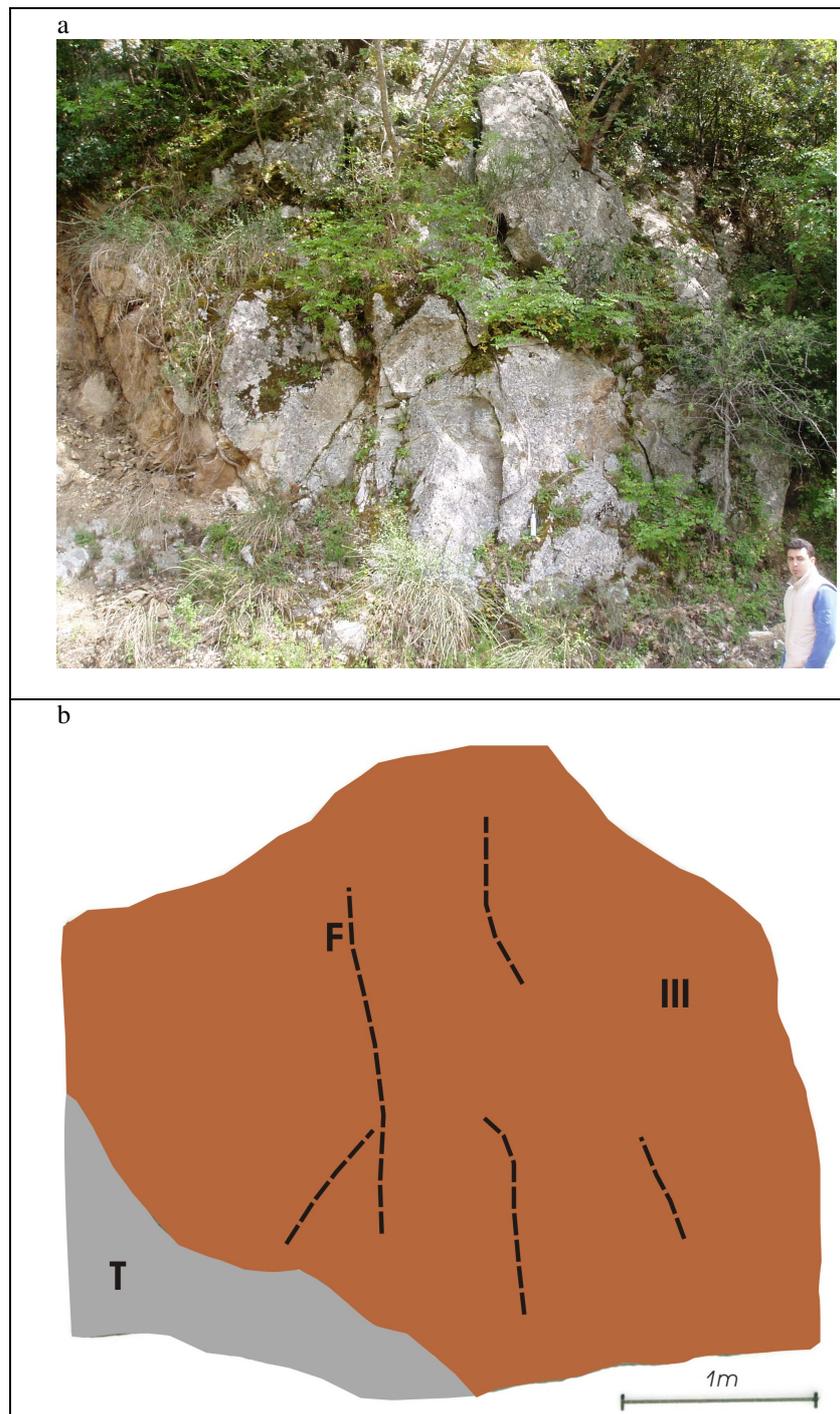


Fig. 6.9a-b: Fronte 4 (F: frattura; T: talus).

Il fronte 5 (Fig. 6.10a-b) è situato sul versante in sinistra orografica lungo la strada che collega Fonte Pallastra e S. Giorgio. Il fronte è costituito da gneiss moderatamente alterati (classe III), di colore grigio con bande biancastre e chiazze grigio scure. Gli gneiss si scalfiscono con la punta del martello da geologo, ma si rompono con molta difficoltà con la testa del martello presentando perciò buone caratteristiche meccaniche. In più punti del

fronte sono stati effettuati prove con il martello di Schmidt, i cui valori hanno consentito di classificare il fronte secondo un'unica classe di alterazione. E' presente del detrito (*talus*) posto alla base del fronte.

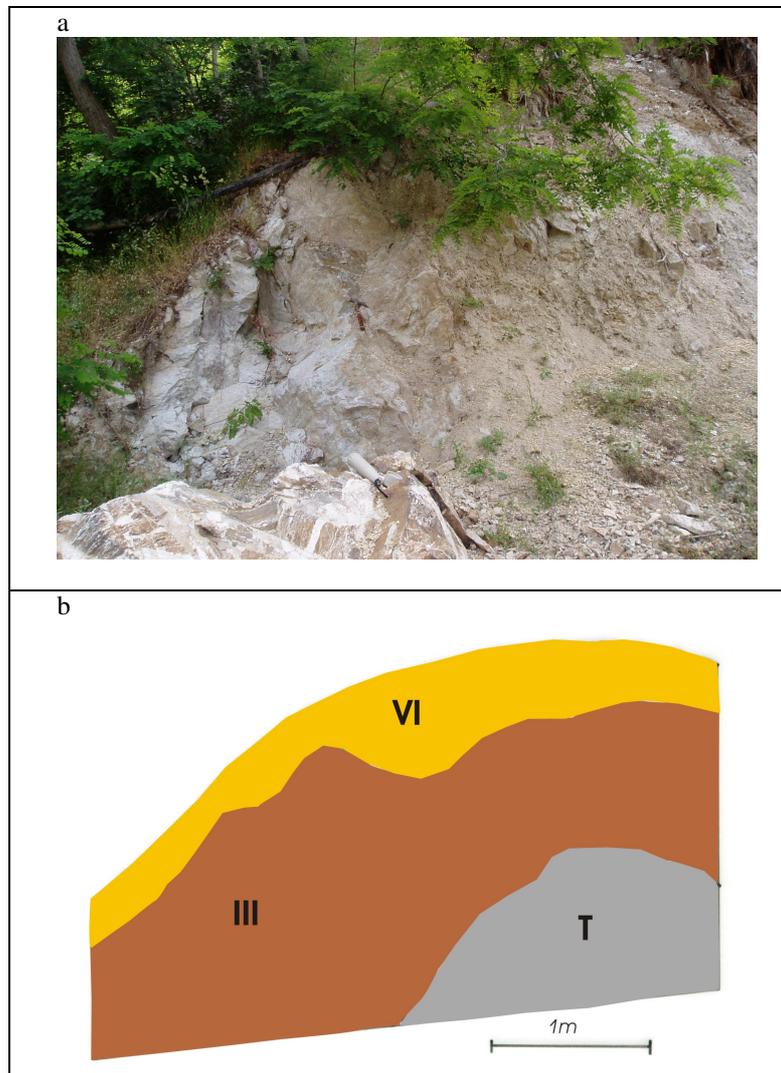


Fig. 6.10a-b: Fronte 5 (T: *talus*).

Il fronte 6 (Fig. 6.11a-b-c) è ubicato sul versante in sinistra orografica del F. Mucone, in località Serricella, nei pressi del cimitero di Acri. Il fronte è caratterizzato interamente da gneiss completamente alterati (classe V) con colorazione marrone-scuro. Anche in questo caso è stato rilevato del *talus* alla base. Gli gneiss si presentano con la consistenza di un terreno in quanto si disgregano facilmente sia con il martello da geologo che con le mani. Sul fronte non sono stati rilevati valori con il martello di Schmidt. Il campione “6.3.A” risulta costituito da “sabbia con ghiaia” (All. II: Tav. 3) mentre gli altri due (6.1A, 6.2A) presentano “ghiaia con sabbia”.

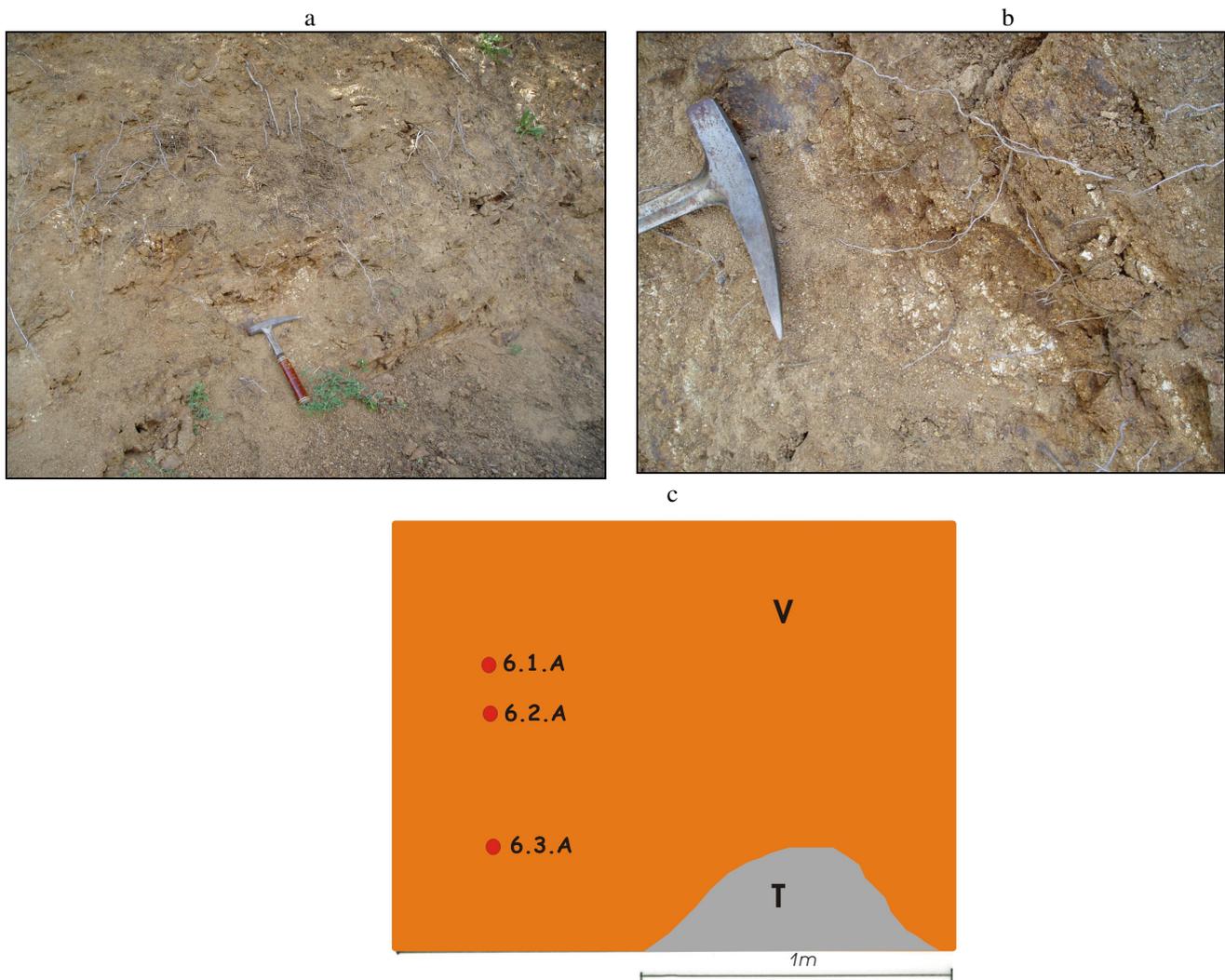


Fig. 6.11a-b-c: Fronte 6 (T: talus; 6.1.A, 6.2.A, 6.3.A: punti di campionamento).

Il fronte 7 (Fig. 6.12 a-b) è ubicato sul versante in destra orografica del F. Mucone, lungo una strada comunale che congiunge loc. Serricella alla Fontana Bella. Il fronte è caratterizzato da gneiss variamente alterati. Lungo la base del fronte si osservano gneiss moderatamente alterati (classe III) con colore marrone scuro. Le loro caratteristiche meccaniche sono discrete in quanto non si rompono né con le mani né con il martello da geologo. I valori registrati con il martello di Schmidt sono compresi tra 18 e 32. Sempre lungo la base del profilo, la III classe passa lateralmente a gneiss altamente alterati (IV classe) di colore bruno rossastro. Questi si rompono sia con il martello da geologo che con le mani. I valori registrati con il martello di Schmidt sono compresi tra 14 e 28. Nella porzione sommitale sono evidenti gneiss completamente alterati (classe V) di colore bruno rossastro con scadenti caratteristiche meccaniche in quanto si sminuzzano con le mani e si rompono con estrema facilità utilizzando il martello da geologo. Nella parte alta del fronte si osserva un nucleo di gneiss altamente alterati (classe IV) di circa 30 cm. Nella porzione centrale del fronte affiora un

filone pegmatitico interessato da fratturazioni. La VI classe che si osserva nella parte superiore è spessa circa 50 cm.

Su 3 campioni di V classe sono state eseguite delle analisi granulometriche per via umida, oltre alla determinazione del peso specifico e dei limiti di consistenza.

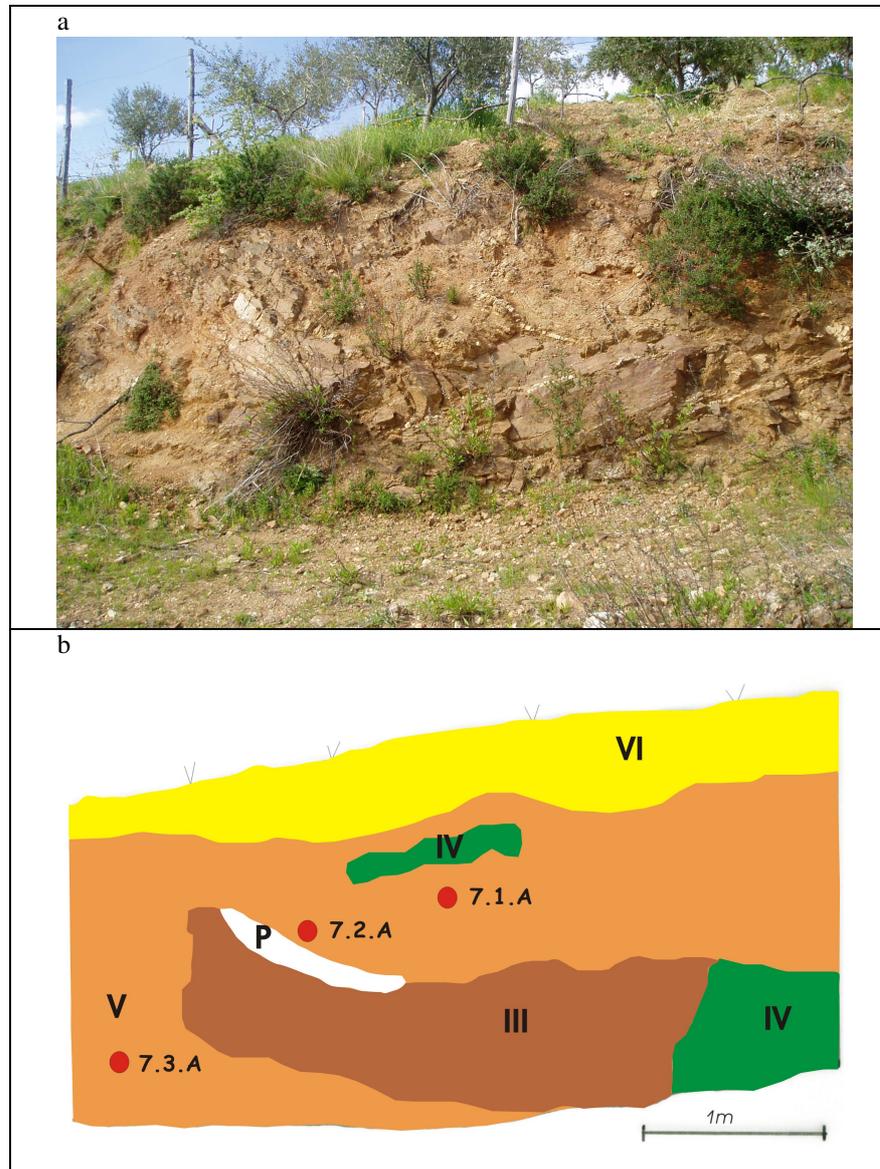


Fig. 6.12a-b: Fronte 7 (P: pegmatite; 7.1.A, 7.2.A, 7.3.A: punti di campionamento).

I campioni (All. II: Tav. 4) presentano differente granulometria. Dal campione “7.2.A” costituito da “sabbia con ghiaia limosa debolmente argillosa” si è ottenuto soltanto il limite di liquidità (Wl) pari a 28,26%. Il campione “7.3.A”, caratterizzato da una maggiore percentuale di frazione fine, presenta entrambi i limiti di consistenza, avendo mostrato un limite di liquidità medio (Wl) pari a 33,09 ed un limite di plasticità (Wp) medio di 19,53.

I rilievi compiuti e le analisi qualitative e quantitative eseguite sui sette fronti dell'area indagata hanno messo in evidenza come il profilo di alterazione nel bacino del F. Mucone sia di tipo prevalentemente complesso. Scendendo più nel dettaglio, si possono distinguere tre differenti profili di *weathering*. Nel primo, la classe prevalente è la III con passaggi diretti alla V classe; nel secondo, gli orizzonti delle classi IV e V si alternano più volte nella successione verticale; il terzo profilo, semplice, è caratterizzato da passaggi diretti dalla V alla VI classe. Le analisi di dettaglio sono state eseguite sul saprolite poiché presentava già a livello visivo delle variazioni dello stato di alterazione.

Le analisi granulometriche, caratterizzanti anche la frazione sottile solo quando effettuate per via umida, hanno consentito di considerare la V classe come "roccia sciolta" confermando in parte ciò che era emerso dal rilevamento di campagna. La stessa classe di alterazione è rappresentata, infatti, da depositi granulometricamente compresi tra "ghiaia con sabbia" e "sabbia con ghiaia" con frazione fine quasi sempre inferiore al 5%. Ciò si evince dal fuso ottenuto dall'insieme delle prove eseguite per via secca su 9 dei 12 campioni prelevati (All. II: Tav. 5).

Per valutare e verificare quanto riscontrato dalle osservazioni *in situ* e dalle analisi granulometriche per via secca, si è ritenuto opportuno eseguire in seguito delle prove granulometriche per via umida e ricavare peso specifico e limiti di consistenza, su 3 campioni della V classe.

Tali analisi hanno confermato che la V classe mostra stati di alterazione differenti. Il campione più alterato (7.3A) è costituito da "sabbia con limo ghiaiosa debolmente argillosa"; il campione con alterazione intermedia (7.2A) da "sabbia con ghiaia limosa debolmente argillosa"; mentre il campione meno alterato (7.1A), da "ghiaia con sabbia limosa". Tale risultato è stato confermato dai valori dei limiti di consistenza. Infatti, è stato possibile ottenere i limiti di liquidità solo sui due campioni più alterati (7.2A, 7.3A) mentre il limite di plasticità soltanto sul campione più alterato (7.3A).

Le rocce altamente alterate (classe IV) sono del tutto decolorate, presentano scarsa consistenza litoide e sono interessate da fratture; lungo le superfici esposte si notano patine di alterazione diffuse.

6.2 IL WEATHERING NEL MEDIO SETTORE DEL BACINO DEL T. ILICE

6.2.1 La Carta del *weathering*

Nella zona indagata è stata osservata la presenza di terreni ascrivibili alle classi III, IV, V e VI (in accordo con la classifica del G.C.O., 1984) con prevalenza della V e della VI classe (Fig. 6.13).

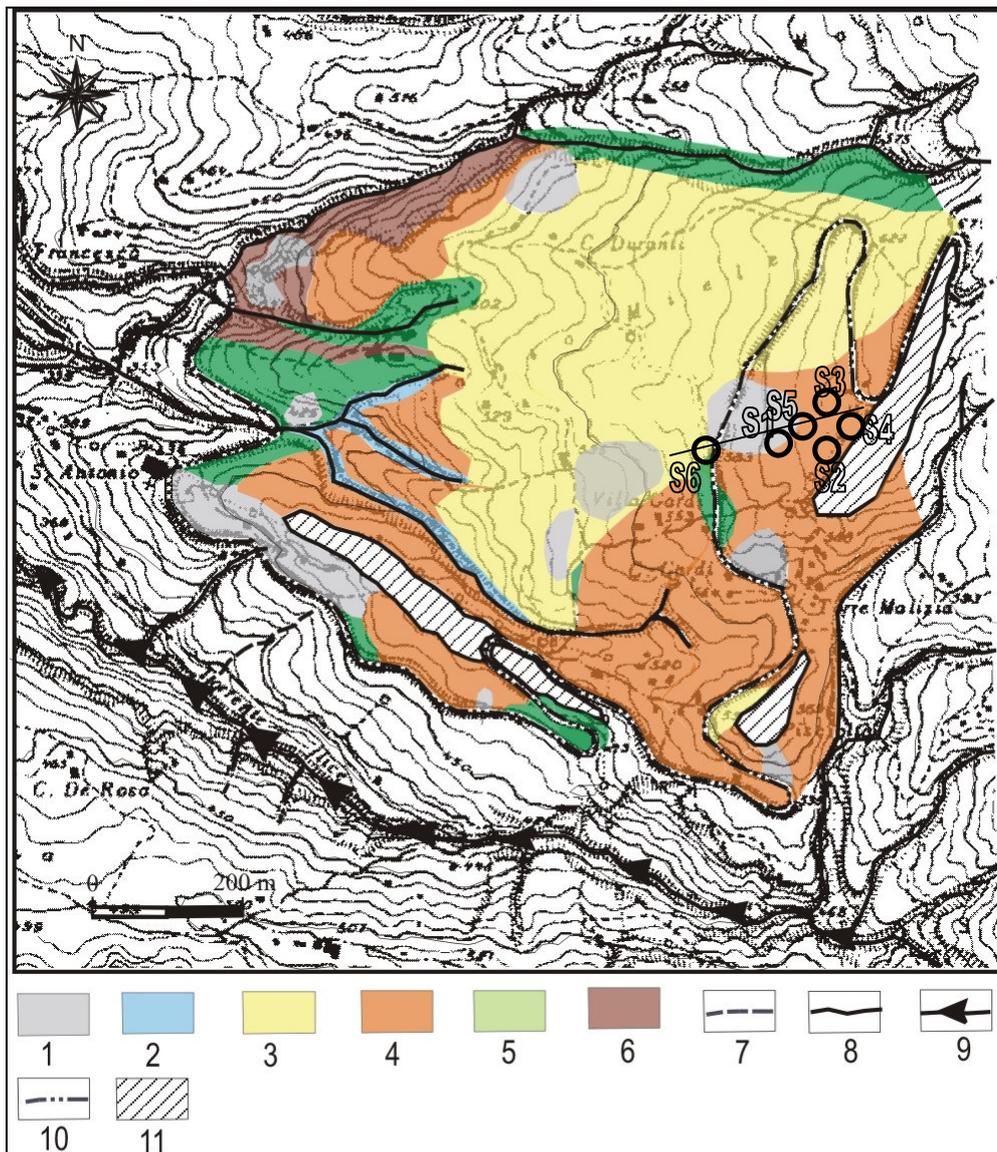


Fig. 6.13: Carta del *weathering* nella zona di S. Miele (Bacino del T. Ilice). Legenda: 1) Depositi colluviali; 2) Depositi alluvionali, 3) VI classe; 4) V classe; 5) IV classe; 6) III classe; 7) Corso d'acqua effimero; 8) Corso d'acqua; 9) Corso d'acqua in approfondimento; 10) Strada; 11) Zona urbanizzata. S1-S6: sondaggi. E' indicata anche la traccia di una sezione (cfr. 6.2.2, Fig. 6.17).

In affioramento non sono state riconosciute le classi I e II, che sono rispettivamente relative alla roccia fresca ed a quella debolmente alterata.

La III classe (Fig. 6.14) si osserva soprattutto nelle valli incise dai torrenti e dai corsi d'acqua effimeri ed in corrispondenza di tagli stradali, come avviene, ad esempio lungo la S.S. 559. Dal *test* con il martello di Schmidt si è ricavato un *range* di valori tra 24 e 51.

La IV classe si rileva in molti affioramenti in cui spesso si possono riscontrare anche dicchi pegmatitici con spessori di circa 1.50 m. I valori con il martello di Schmidt sono compresi nell'intervallo 17-28. Il passaggio alla V classe non è netto; si notano, infatti, fasce di transizione sia laterali che verticali che testimoniano la complessità dei profili di *weathering* silani.

Le classi V e VI (Figg. 6.15 e 6.16), in cui si verificano fenomeni di erosione ed un maggior numero di frane, sono le più diffuse. I depositi di V classe, gneiss completamente alterati, presentano bande biancastre più consistenti ed altre grigie argilloso-siltose. Il martello di Schmidt registra valori compresi tra 10 e 15. La VI classe di colore rosso-bruno è distribuita maggiormente nella zona centrale dell'area, fino agli impluvi localizzati ad ovest.

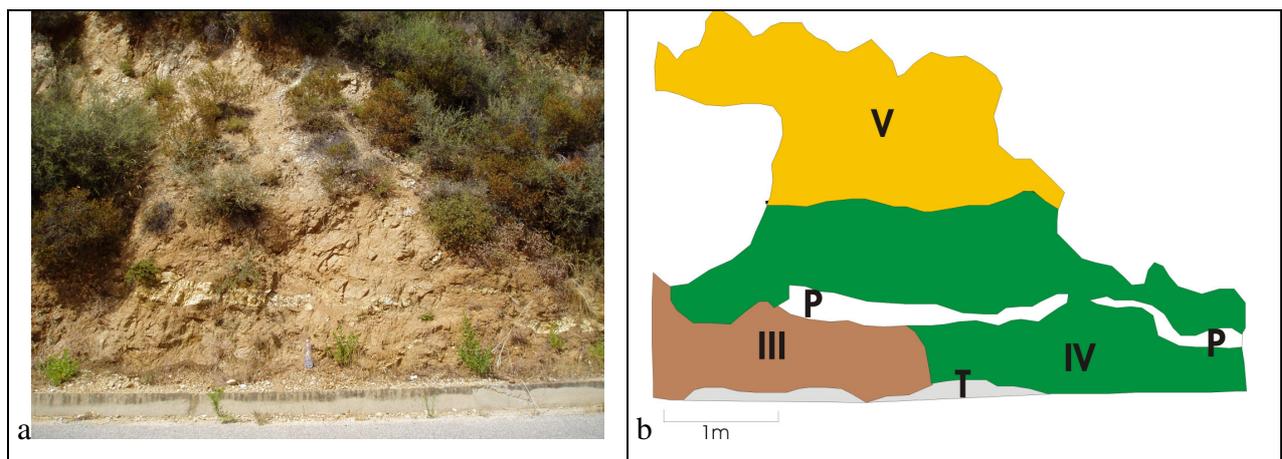


Fig. 6.14a-b: Classi III e IV e V con filone pegmatitico (P).

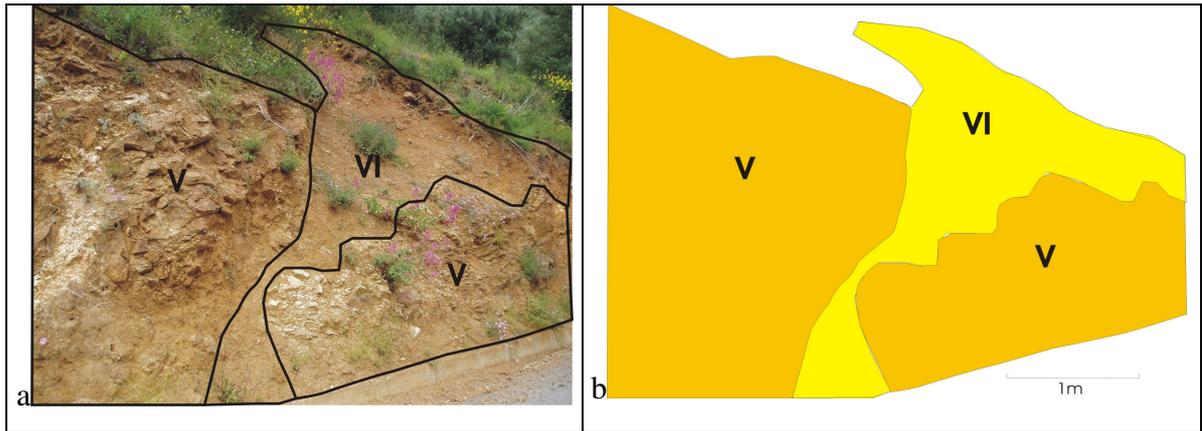


Fig. 6.15a-b: Affioramento con prevalenza di V e VI classe.

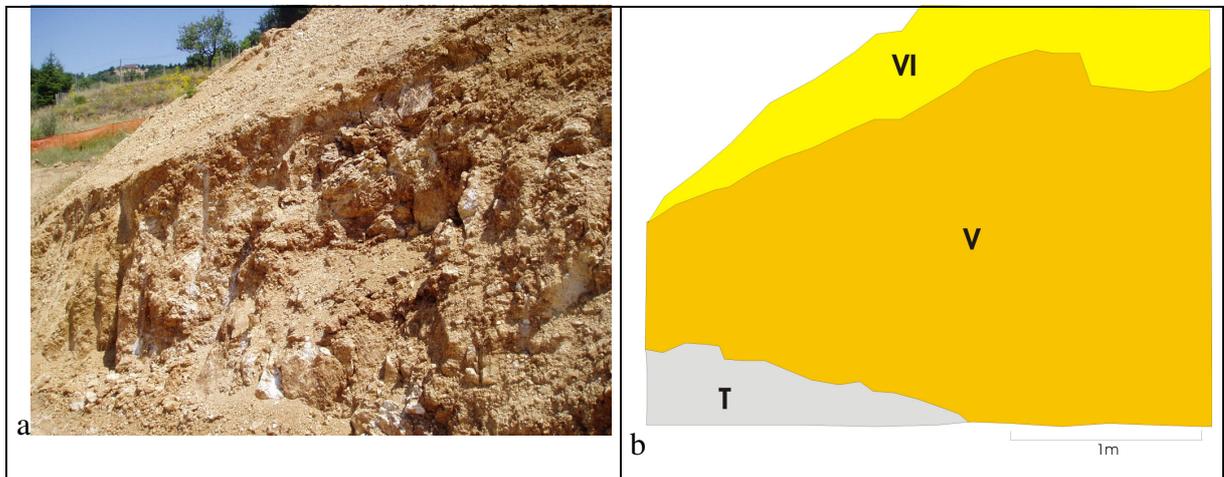


Fig.: 6.16: Gneiss completamente alterati (V classe) e terreni residuali (VI classe), T: talus.

6.2.2 Profili di alterazione

All'interno dell'area coinvolta dalla riattivazione del 1996, nel corso del 2001 sono stati effettuati sette profili sismici a rifrazione e sei sondaggi a carotaggio continuo (Fig. 6.13). Due di questi ultimi (S1 ed S4) sono arrivati alla profondità di 30 m dal piano campagna, gli altri quattro fino a 20 m.

In tutti i sondaggi (Fig. 6.17) si rileva un primo strato, di profondità variabile, relativo al *colluvium*. E', inoltre, evidente l'abbondante presenza della V classe di alterazione che si alterna con i materiali della VI. Situazioni diverse, che rispecchiano condizioni morfologiche evidenziate dal rilevamento in campagna, si riscontrano nei sondaggi S1 ed S6.

Nel sondaggio S1, alla profondità di 15 m dal p.c., si osserva la IV classe di alterazione con occasionali nuclei ascrivibili alla III classe. Il sondaggio evidenzia, quindi, la presenza di materiale che tende, con l'aumento di profondità, a migliorare le sue caratteristiche meccaniche.

Nel sondaggio S6 è stata rilevata una maggiore presenza di terreni a più alto tasso di *weathering*. Infatti, la coltre colluviale è più spessa rispetto a quella rinvenuta negli altri sondaggi ed è presente una minore percentuale di roccia della V classe di alterazione; inoltre, da 12.50 m fino alla fine del sondaggio si rileva la VI classe.

Il profilo d'alterazione "tipico" del bacino del T. Ilice è sempre di tipo "complesso" con costante presenza della V classe che si alterna alla IV ed alla VI. Solo localmente si rilevano tracce della III classe.

Dalle indagini di laboratorio effettuate su campioni di V classe risulta che questi materiali sono contraddistinti da granulometrie comprese tra "sabbia con ghiaia limosa" e "sabbia con limo argilloso debolmente ghiaiosa" (All. II: Tav. 6-7).

LEGENDA

-  Materiale colluviale di colore variabile dal marrone scuro al rosso-bruno con clasti di diverse dimensioni e differenti gradi di arrotondamento. Questi sono immersi in una matrice che varia da limoso-argillosa ad argilloso-sabbiosa. Spesso è presente materia organica.
-  Materiale incoerente ascrivibile alla VI classe di alterazione degli gneiss. Presenta colore variabile da marrone chiaro a giallo ocra. Non è riconoscibile alcuna struttura della roccia madre.
-  Gneiss completamente alterato (V classe) di colore giallo ocra. Granulometricamente si osservano clasti di dimensioni variabili (comprese tra 2 cm e qualche mm), spigolosi e di natura metamorfica. Si rilevano zone a colorazione più scura, dovute ad alterazione di minerali femici. Frammenti di roccia si sgretolano facilmente con le mani, sono presenti nuclei meno alterati in cui si osservano minerali di quarzo e muscovite. Presenti e riconoscibili tracce della struttura della roccia madre.
-  Gneiss fortemente alterato della IV classe con locali zone in cui sono presenti passaggi alla V classe e nuclei ascrivibili alla III. Il colore è marrone con visibili decolorazioni nere. Sono presenti bande di colore bianco-latte e lamine di muscovite.
-  Filoni aplitici che presentano alterazione della V classe immersi in matrice della V o della VI. Il colore varia da bianco a giallastro (dove localmente si osservano zone con alterazione più spinta) per l'abbondante presenza di quarzo.
-  Nuclei relativi alla III classe di alterazione. La roccia non si sgretola con le mani ed il martello difficilmente la intacca.
-  Campione prelevato per le prove di laboratorio

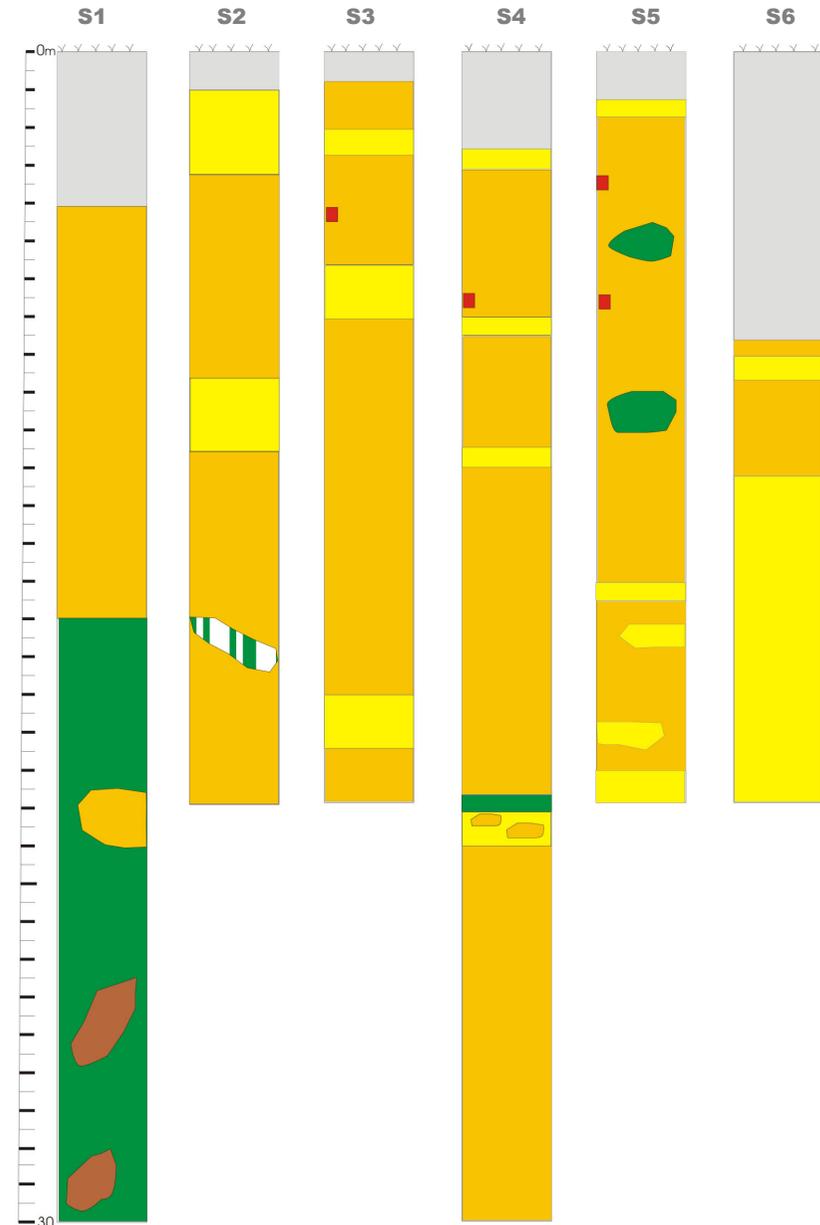


Fig. 6.17: Re-interpretazione delle verticali stratigrafiche disponibili per Luzzi, in termini di *weathering*.

I dati relativi alle stratigrafie hanno consentito di ricostruire una sezione (Figg. 6.13 e 6.17), in cui è interessante osservare che all'interno dello strato ascrivibile alla V classe, che raggiunge anche i 30 m di spessore, si rilevano delle lenti della VI classe.

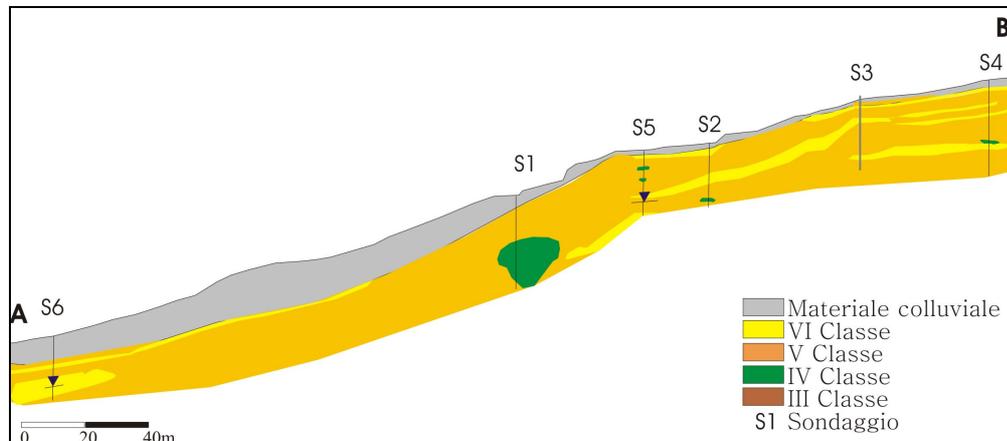


Fig. 6.17: Ricostruzione di una sezione monte-valle ottenuta dai dati ricavati dai sei sondaggi (per l'ubicazione vedi Fig. 6.12).

Oltre a questa particolarità, emerge inoltre la limitata presenza delle classi IV e III circoscritte a locali nuclei di differenti dimensioni. La coltre superficiale è caratterizzata da materiale colluviale che presenta spessori più rilevanti nel settore più a valle della sezione.

Nel complesso, il profilo di *weathering* tipico nel medio bacino del T. Ilice è principalmente costituito dall'alternanza di due classi: la V e la VI.

CAPITOLO 7

GEOMORFOLOGIA E FRANOSITA' DELLE AREE DI STUDIO

7.1 IL MEDIO BACINO DEL F. MUCCONE

Il settore esaminato copre una superficie di 65 km² circa e corrisponde alla porzione centrale del bacino del F. Muccone (Fig. 7.1).

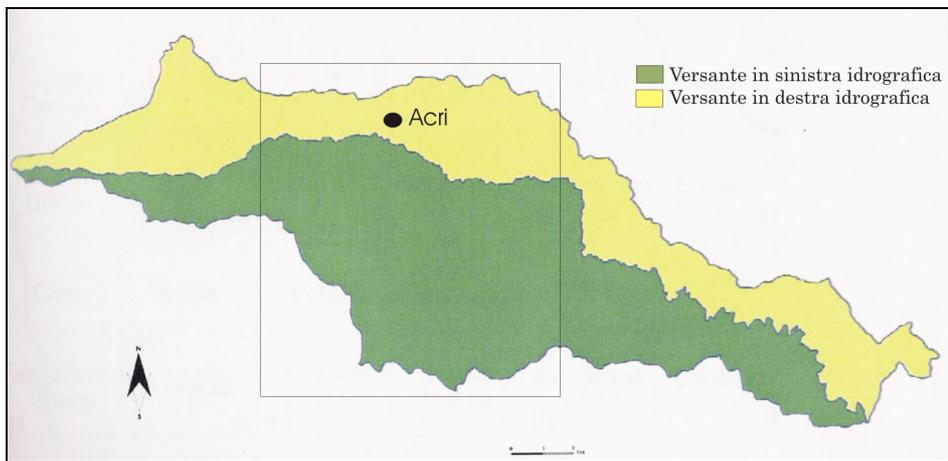


Fig. 7.1: Ubicazione dell'area di studio nel bacino del F. Muccone.

L'area indagata (Fig. 7.2) include alcuni dei maggiori tributari del F. Muccone: il T. Ceraco ed il T. Calamo.

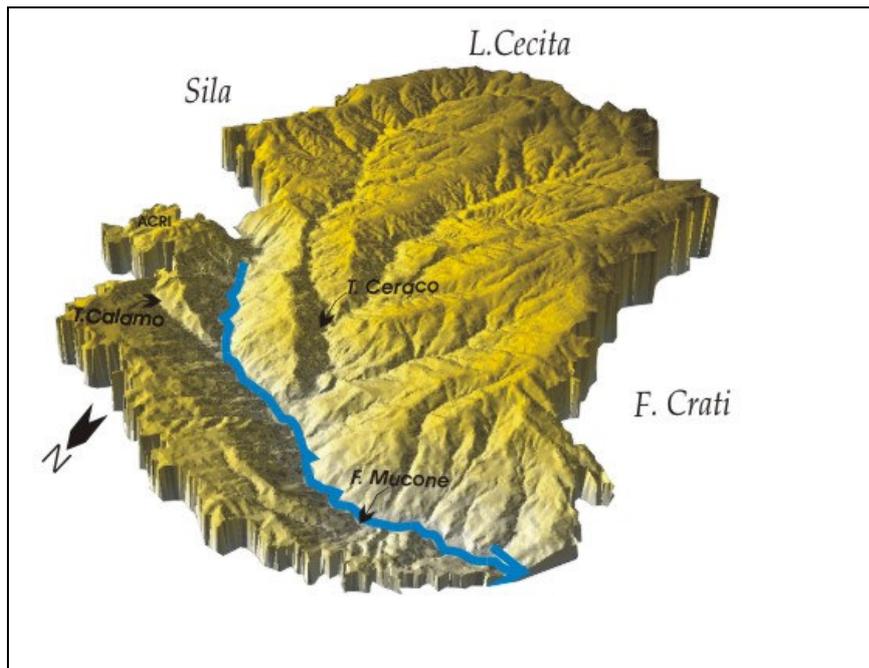


Fig. 7.2: Ricostruzione tridimensionale del medio bacino del F. Muccone.

Il medio bacino del F. Mucone, le cui quote minime e massime sono rispettivamente pari a 150 m s. l. m e 1380 m s.l.m., può essere suddiviso, da un punto di vista geomorfologico, in tre grandi unità (Fig. 7.3) che rappresentano aree omogenee per i processi che hanno operato e le forme che ne sono derivate. Si possono individuare:

- il paesaggio a paleosuperfici (I Unità), caratterizzato da bassa energia del rilievo e vaste superfici di spianamento. Rappresenta il 12,7% dell'area di studio;
- il paesaggio dei versanti bordieri (II Unità), zona più acclive, modellatasi a partire dal Pleistocene inferiore in seguito al fagliamento N-S (Lanzafame & Zuffa, 1976). Copre nel complesso una superficie pari all'85% dell'area di studio.
- la fascia pedemontana (III Unità), localizzata tra il piede dei versanti ed il *thalweg* del F. Mucone, in cui si riconoscono numerose conoidi. Con il 2,3% di area corrisponde alla porzione più piccola del settore indagato.

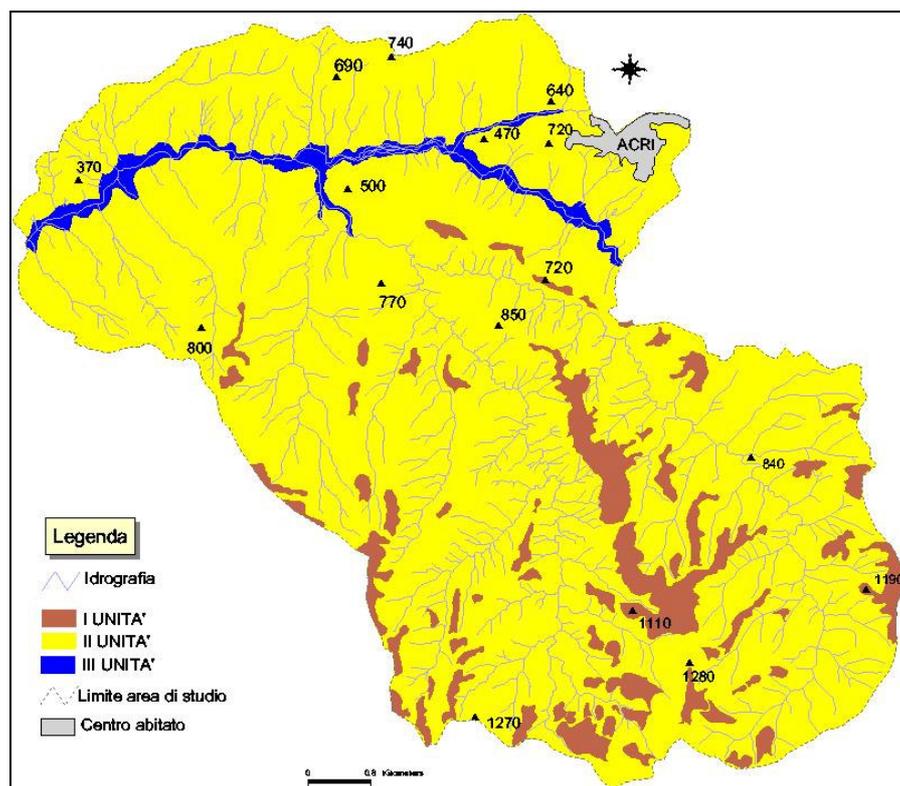


Fig. 7.3: Schema delle principali unità geomorfologiche del Bacino del F. Mucone (settore centrale).

1) I Unità: Paesaggio a paleosuperfici

Circa questa prima unità (All. I: Tav. 1), localizzata nel settore a monte del bacino dove affiorano i complessi plutonici, va notato che le forme pianeggianti che la caratterizzano hanno conferito al Massiccio della Sila il sinonimo di “Altopiano Silano”. Le “spianate sommitali” costituiscono antiche superfici morfologiche non completamente smantellate dai processi

erosionali o gravitativi innescati dal forte sollevamento del Massiccio Silano avvenuto durante il Quaternario (Sorriso-Valvo, 1993). I principali sistemi di faglia presenti hanno dislocato queste superfici a quote diverse; pochi e piccoli lembi sono posti al di sopra dei 1100 m s.l.m., mentre si presentano meglio conservate e più estese le superfici situate tra i 1100 e gli 850 m s.l.m. Dette “spianate sommitali” sono allungate e con forma tabulare presentando un’orientazione per lo più nord-sud; le acclività si attestano in media intorno agli 8° e le quote tra i 600 ed i 1380 m s.l.m..

Le paleosuperfici sono caratterizzate da processi di *weathering* prevalentemente chimico. Il principale agente morfodinamico che opera su queste spianate è l’acqua meteorica la cui azione, in particolari condizioni paleoclimatiche, ha favorito la formazione di enormi spessori di roccia alterata, prima, e la loro successiva asportazione, in seguito. Avendo ridotte possibilità di ruscellare per la bassa pendenza, l’acqua piovana si infiltra nella roccia alterandone l’equilibrio chimico e mineralogico. Il risultato è che i complessi rocciosi, pur rimanendo in posto, si degradano notevolmente anche a considerevole profondità ed il *weathering* si manifesta, perciò, nelle forme più evolute. Attualmente gli ammassi rocciosi sono ridotti a materiale incoerente che spesso ospita all’interno occasionali *corestones* o *boulders*, con diametro anche di 2-3 metri, che spesso si presentano isolati. Tali nuclei sono conseguenza di un *weathering* sferoidale, ritenuto un processo prevalentemente chimico (Miller, 1925; Ollier, 1971) che opera procedendo dall’esterno ed in maniera uniforme su tutta la superficie della roccia. Una caratteristica dei *corestones* è anche la presenza di discontinuità (Fig. 7.4a) attribuibili sia all’originaria struttura delle rocce granitiche che all’intenso *stress* tettonico subito. I *boulders* si possono osservare in maniera più evidente dove i processi esogeni hanno operato, da più tempo e con maggiore intensità, asportando la matrice più fine (Fig. 7.4b).

I mantelli detritici dovuti all’intenso *weathering*, con spessori variabili tra 15 e 60 m (Guzzetta, 1974), consentono di ricostruire gli eventi geomorfici e climatici del passato (Migon, 1997). La combinazione di halloysite e caolinite, rinvenuta in alcuni profili di alterazione in questa zona (Le Pera & Sorriso-Valvo, 2000b), ha fornito utili indicazioni riguardo al paleoclima. La formazione di caolinite potrebbe infatti derivare dai diversi regimi climatici del Pleistocene. Del resto, la datazione del regolite nel bacino del F. Mucone è confermata anche dalla correlazione con alcune sequenze stratigrafiche pleistoceniche perfettamente sviluppate nel bacino di Crotone (Le Pera *et al.*, 2001b).

Tali correlazioni consentono di stabilire che al momento della formazione di queste coltri il clima fosse fresco.

La parte superiore del regolite è caratterizzata da suoli di colore bruno e spessore variabile, classificati come *Typic Xerumbrept* (Soil Survey Staff, 1996); essi risultano essere sabbiosi (Dimase & Iovino, 1996) con un pH da forte a moderato.

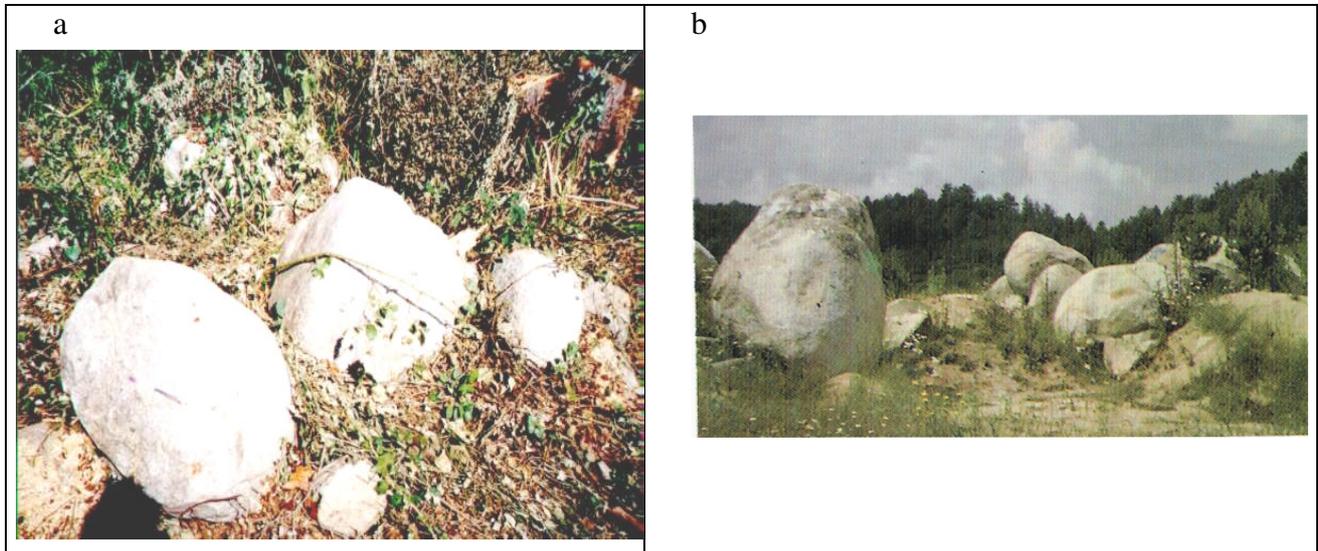


Fig. 7.4 a-b: Nuclei rocciosi (*corestones* o *boulders*) isolati.

Nell'ambito della prima unità, lungo le creste sono riconoscibili anche “selle morfologiche”. Queste forme, individuate soprattutto nel settore più alto del bacino, sono localizzate specularmente su due versanti dello stesso rilievo (Fig. 7.5). Si presentano come depressioni poste tra due vette rocciose localizzate sullo stesso crinale e sono il risultato dell'intersezione di più lineazioni tettoniche e del modellamento nivale delle ultime fasi glaciali würmiane (Cascini *et al.*, 1992b).

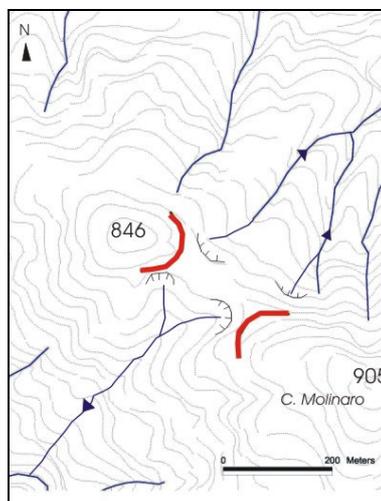


Fig. 7.5: Esempio di sella morfologica (in rosso) nell'area di studio.

2) II Unità: Paesaggio dei versanti bordieri

In tale contesto si riscontrano una notevole energia del rilievo (Cotecchia *et al.*, 1969; Dramis & Sorriso-Valvo, 1983; Dramis *et al.*, 1985) e fenomeni di trasporto con successiva deposizione a valle.

Sul versante a nord le acclività sono molto variabili: il dato rilevante è che oltre ad una considerevole porzione di area da 9° a 28° (Fig. 7.6a), si osservano settori a forte acclività (oltre i 45°) localizzati in maniera omogenea a partire da 600 m s.l.m. fino al fondovalle.

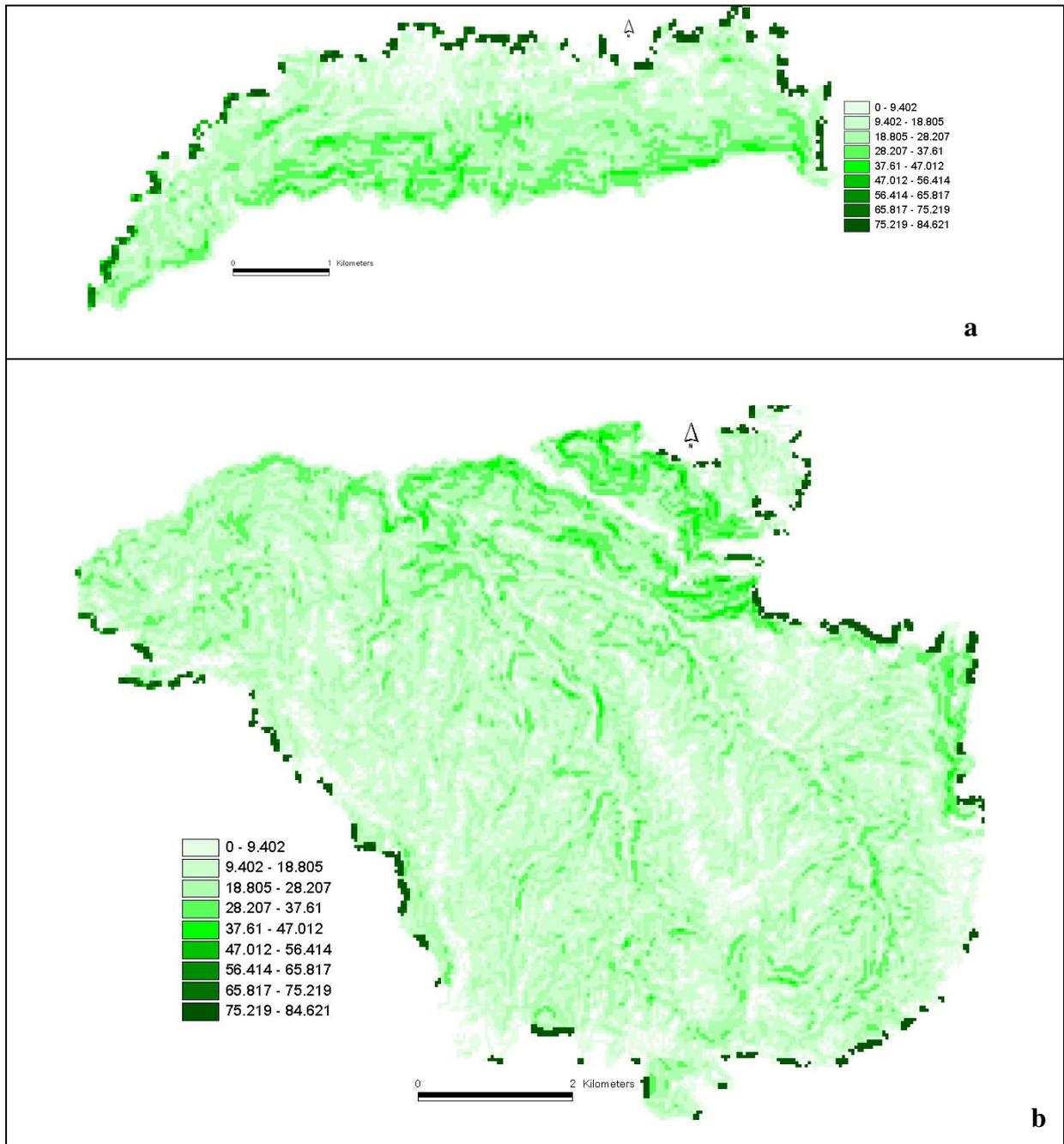


Fig. 7.6: Carte delle acclività sul versante in destra (a) ed in sinistra (b) orografica.

Sul versante a sud la maggior parte dell'area mostra acclività molto blande (tra i 9° ed i 28°), mentre le acclività maggiori (47°-65°) si registrano nel settore nord-orientale a partire da 700 m s. l. m. fino al fondovalle (Fig. 7.6b).

Nel complesso sul versante a nord le aree a maggiore pendenza sono distribuite in maniera omogenea; sul versante opposto i settori a maggiore acclività sono concentrati nella porzione a nord-est.

Il profilo trasversale dei versanti, in destra orografica rispetto al F. Mucone, si presenta per lo più convesso-concavo (Fig. 7.7a) mentre in sinistra orografica, fino al Lago Cecita, il profilo è rettilineo (Fig. 7.7b). In molti altri casi, le scarpate sono caratterizzate da un profilo irregolare o complesso (Fig. 7.7.c), derivante da combinazioni di tipologie elementari di versante, che comprende anche tratti subpianeggianti.

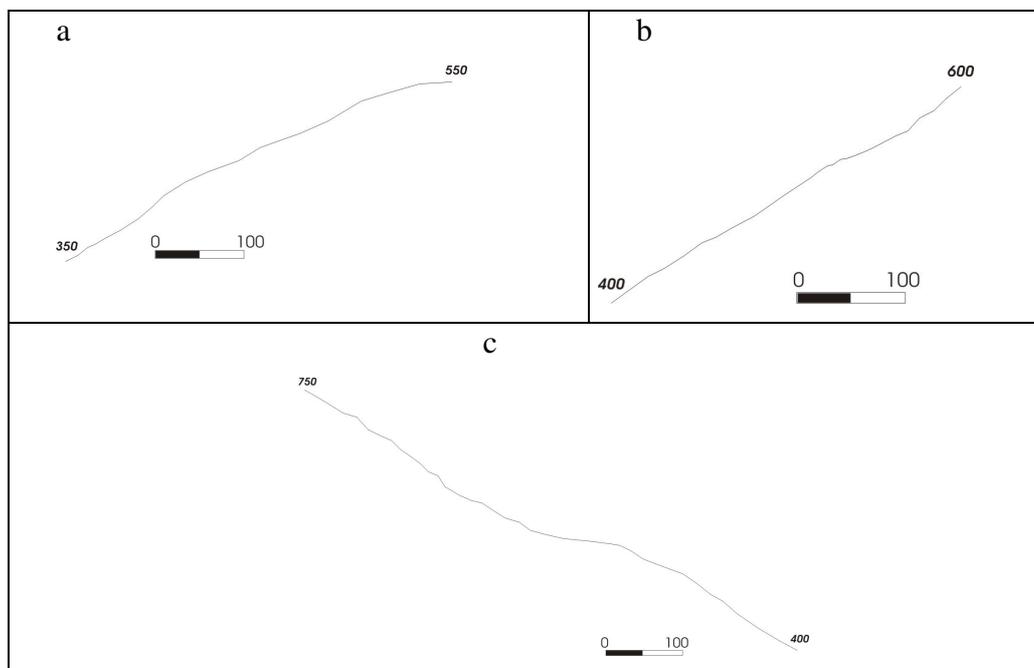


Fig. 7.7: Profili di versante tipici nell'area di studio. (a) Versante con forma convessa, leggermente concava verso il piede del pendio, loc. Bastone; (b): Versante rettilineo nei pressi di Padia; (c): Versante con profilo complesso in loc. Case Ritacco.

L'evoluzione dei versanti potrebbe essere schematizzata secondo il modello della recessione rettilineo-parallela di antiche scarpate di faglia (*cliff recession* di Lehmann, 1933; *slope replacement* di Young, 1972). L'entità dell'arretramento della parete rocciosa è limitata dall'efficacia con la quale è prodotto il materiale detritico; il regime erosivo può essere definito infatti "*weathering limited*" (Carson & Kirkby, 1972).

In sinistra orografica, la regolarità dei profili è probabilmente da imputare ad una maggiore maturità di tali versanti che hanno completato lo *slope replacement*. Lo stesso grado di maturità

non è riscontrato sul versante opposto sul quale i profili assumono o forme concavo-convesse o complesse. I primi sono generati da fenomeni franosi, mentre quelli complessi sono determinati da un diverso grado di erodibilità legato alla differente composizione mineralogica o al diverso grado di alterazione degli gneiss. L'irregolarità è da mettere in relazione, oltre che ai fenomeni di erosione differenziale, anche a dislocazioni tettoniche (Cascini *et al.*, 1992b).

Sui versanti che presentano profilo complesso si rilevano diversi ordini di superfici spianate la cui distribuzione aumenta a quote inferiori a 800 m s.l.m. circa. Queste zone, attualmente coltivate, sono bordate da ripide scarpate che in alcuni casi corrispondono a scarpate di frana. Tali evidenze, presenti su entrambi i fianchi della valle, presentano una “freschezza morfologica” maggiore sul versante in destra orografica.

Lì dove i versanti, privi di vegetazione, sono ripidi ed il ruscellamento è molto intenso, si verificano fenomeni di dilavamento che in alcuni casi danno luogo a processi più pronunciati come l'erosione a rivoli. Su tutto il versante in destra orografica sono state individuate aree in forte erosione *s.l.* (Fig. 7.8) con evidenti cono o piccole falde di detrito, che possono essere smantellati in maniera repentina dai corsi d'acqua. Le aree in erosione *s.l.* rappresentano zone in cui si concentrano sia fenomeni di dilavamento che frane, anche coalescenti, di piccole dimensioni.



Fig. 7.8: Fenomeni di intensa erosione *s.l.* sul versante nord del F. Mucone.

I versanti del bacino del F. Mucone sono contraddistinti dalla presenza di numerose frane che mostrano caratteri differenti da monte a valle. In linea del tutto generale, si può dire che si rileva, infatti, una maggiore concentrazione di frane nel settore occidentale dell'area di studio, in particolar modo nelle valli che caratterizzano il versante esposto a sud. Il tema della franosità è oggetto del paragrafo 7.1.2.

I caratteri geomorfologici dei versanti sono strettamente controllati dalla tettonica, che si manifesta attraverso la presenza di diversi elementi morfostrutturali. Nella parte centrale dell'area in esame, tra le foci dei torrenti Calamo e Ceraco, si osservano alcune “faccette trapezoidali”. Queste scarpate di origine tettonica, localizzate su entrambi i versanti della valle del Mucone, caratterizzano il settore inferiore dei pendii e presentano acclività elevate (30-45°) rispetto alla porzione a monte del versante sul quale si sono impostate (Fig. 7.9). Le faccette trapezoidali individuate sono orientate parallelamente alla direzione di deflusso dell'asta principale. Tali forme rappresentano alla macroscala evidenze morfostrutturali dell'evento tettonico che ha determinato le faglie NW-SE di tipo *strike-slip* sinistre con piani di direzioni compresi tra E-W e NNW-SSE (De Bartolo, 2001).

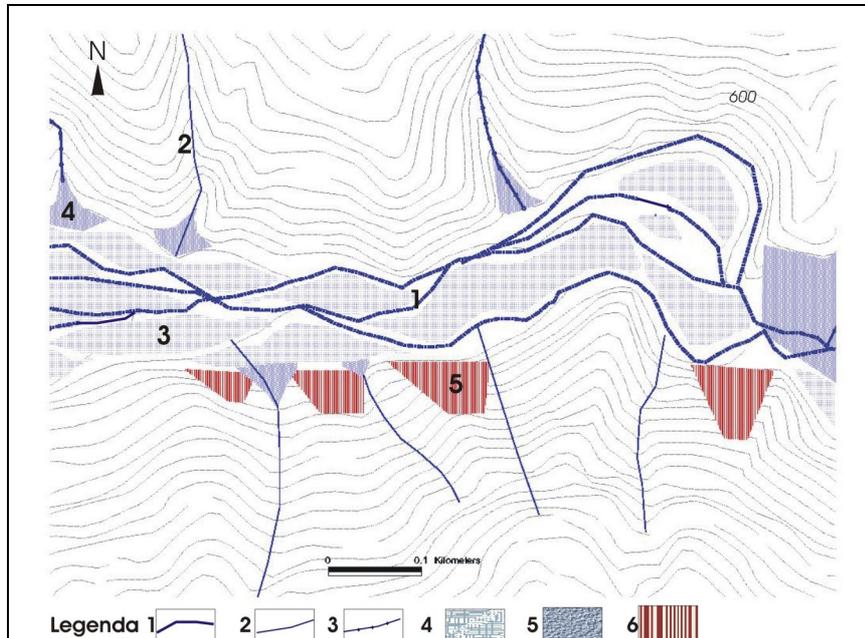


Fig. 7.9: Ubicazione delle faccette trapezoidali alla base del versante sud. 1) Corso d'acqua principale; 2) Corso d'acqua secondario; 3) Corso d'acqua in approfondimento; 4) Barra fluviale; 5) Conoide; 6) Faccetta trapezoidale.

Anche l'assetto idrografico è strettamente influenzato dalla tettonica: lo sviluppo dei corsi d'acqua, che si impostano lungo piani di faglia ad andamento N-S, tende ad assumere verso

monte un andamento leggermente arcuato (Fig. 7.10), denotando un tipico *pattern* di tipo “uncinato” (*pincer-like*).

I sotto-bacini esistenti sono di dimensioni assai variabili: il più piccolo sottende un’area di circa 0,013 km², mentre il più grande, quello del T. Ceraco, copre una superficie di circa 42 km². La maggior parte delle incisioni ha forte acclività tanto che la loro geometria si avvicina più a quella di canali che a quella di valli fluviali. Tale caratteristica accelera il percorso dei materiali che possono facilmente raggiungere la fascia pedemontana.

Per quanto riguarda l’erosione operata dai corsi d’acqua, sono stati segnalati gli alvei “in approfondimento”. Le evidenze di tale aspetto sono legate allo sviluppo di fenomeni franosi e di erosione *s.l.* con conseguente attività nei fondovalle ed in particolare nei settori in cui i torrenti esercitano un’azione di scalzamento al piede del versante. Gli alvei in approfondimento sono principalmente affluenti destri del F. Mucone e si sviluppano sul versante a nord del bacino nei pressi di Acri. Un esempio tipico è quello del T. Calamo, i cui versanti sono interessati da diffusi fenomeni di dissesto e sono privi di vegetazione.

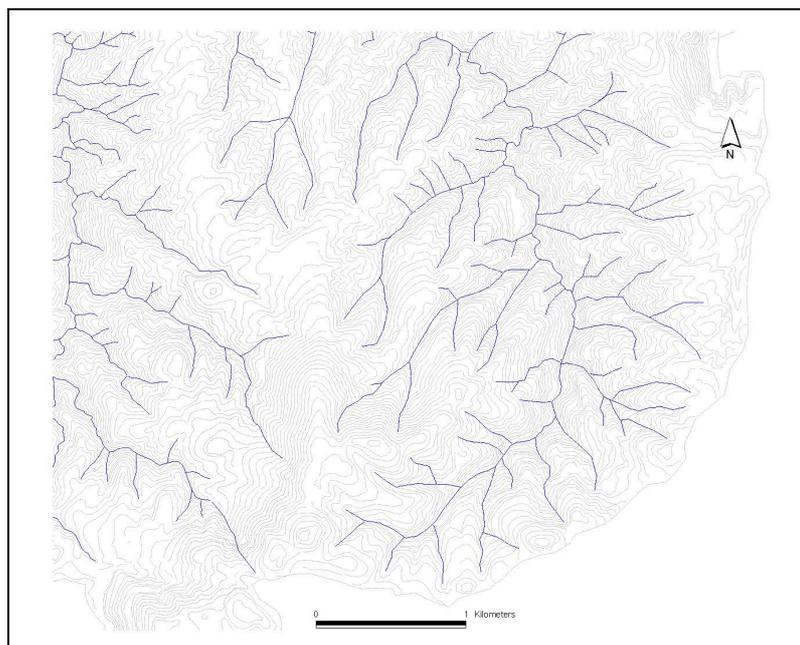


Fig. 7.10: Esempio di sviluppo della rete idrografica nel medio bacino del F. Mucone.

3) III Unità: Fascia pedemontana

In quest’unità si verificano fenomeni di sedimentazione e di erosione. Questi ultimi si realizzano alla base delle conoidi ad opera delle correnti del F. Mucone quando è in piena, nei periodi ad elevata piovosità.

Si riconoscono tre elementi morfologici principali: le conoidi (a cui sarà dedicato il capitolo 8), le barre e l’alveo fluviale.

L'alveo del F. Mucone, che rappresenta l'asta principale, con andamento prevalente E-W, varia la sua morfologia lungo il percorso esaminato. E' evidente il notevole condizionamento esercitato dalle strutture tettoniche: l'effetto più palese è certamente la deviazione che il corso d'acqua subisce, nella parte mediana del bacino, per effetto di una faglia del sistema N-S (Fig. 7.11). Il doppio gomito che ne risulta è un chiaro indicatore morfotettonico (Tortorici *et al.*, 1995).

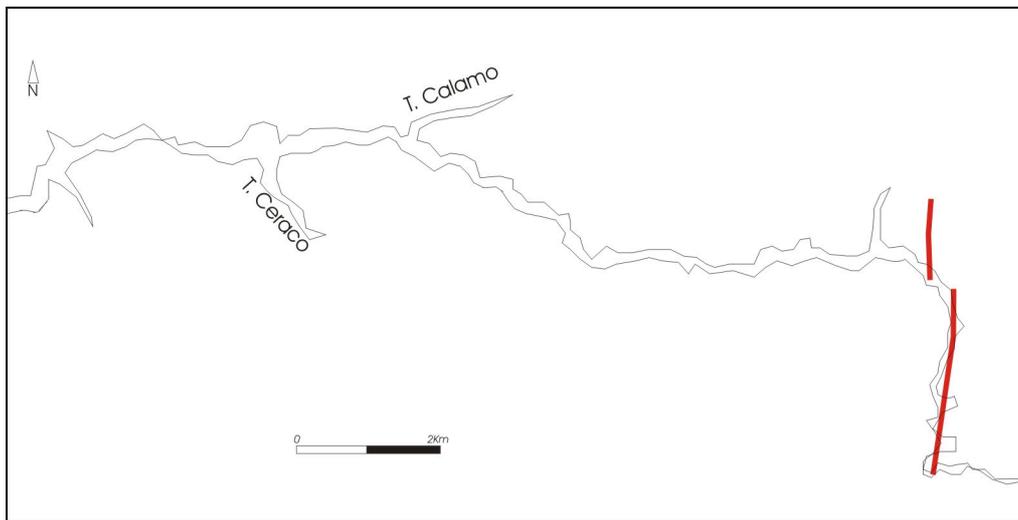


Fig. 7.11: Particolare andamento del F. Mucone a SE di Acri

Un altro esempio di controllo tettonico si può facilmente osservare nel settore più alto della valle del T. Calamo. Qui si rileva un salto morfologico evidenziato dalla presenza di una cascata; il gradino vallivo riconosciuto coincide con il piano di una faglia diretta (Fig. 7.12 a-b).

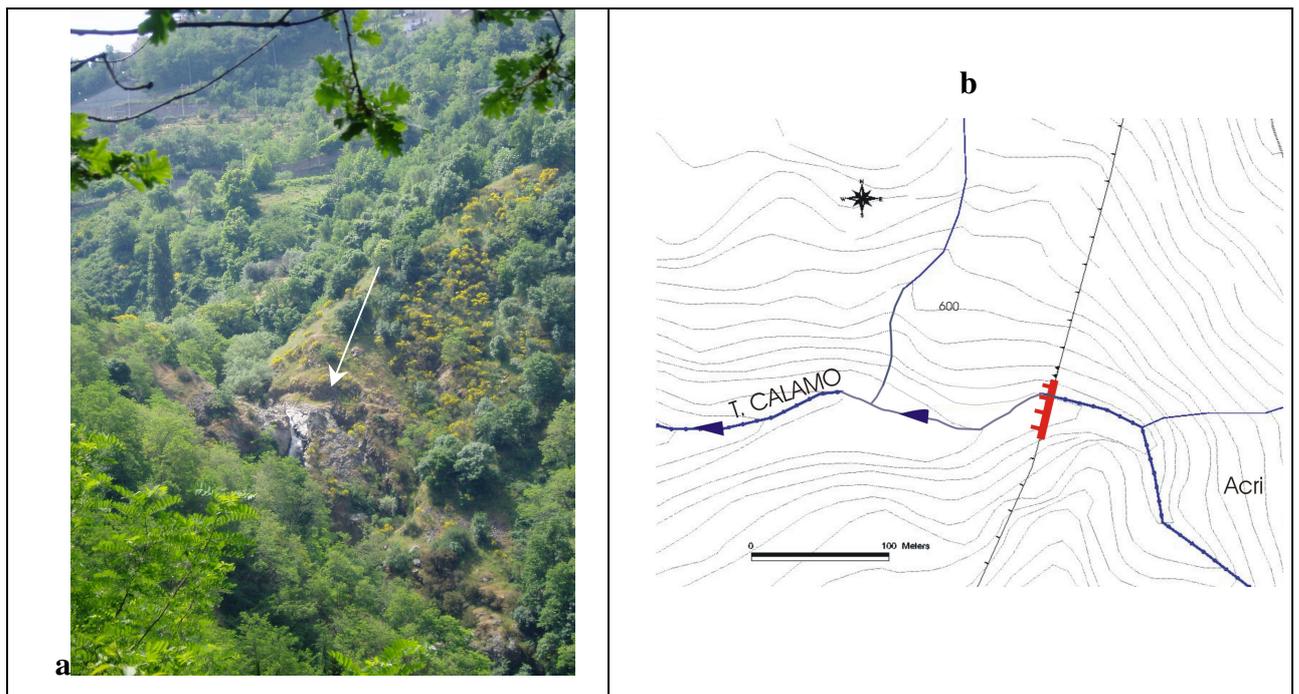


Fig. 7.12: (a) Salto morfologico in corrispondenza di un piano di faglia nell'alveo del T. Calamo e (b) localizzazione su carta topografica.

Nel settore a monte di Acri (oltre i 400 m s.l.m.) l'alveo si presenta unico e meandriforme, con una valle incassata ed a forma di V. In corrispondenza della confluenza del T. Calamo, il F. Mucone incide una gola nella quale, attualmente, sono presenti piante sommerse. Al diminuire della pendenza e della quota, l'alveo non è più inciso fortemente, ma si presenta con un fondo piatto, largo anche 150-200 m, in cui si rilevano depositi alluvionali. In questo secondo settore il letto fluviale si può definire "anastomizzato" perchè è contraddistinto da un fitto intreccio di numerosi canali effimeri (Fig. 7.13 a-b). Questi ultimi cambiano repentinamente il loro percorso depositando materiale in funzione della diminuzione di energia della corrente.

Al di sotto dei 300 m s.l.m., il letto del F. Mucone rimane ancora molto ampio e con pendenze molto basse, il corso d'acqua principale ritorna però unicorsale e sinuoso. Le sponde dell'alveo sono basse, spesso non superano 1,5 m, e si presentano colonizzate da vegetazione spontanea o sono sede di attività agricole.

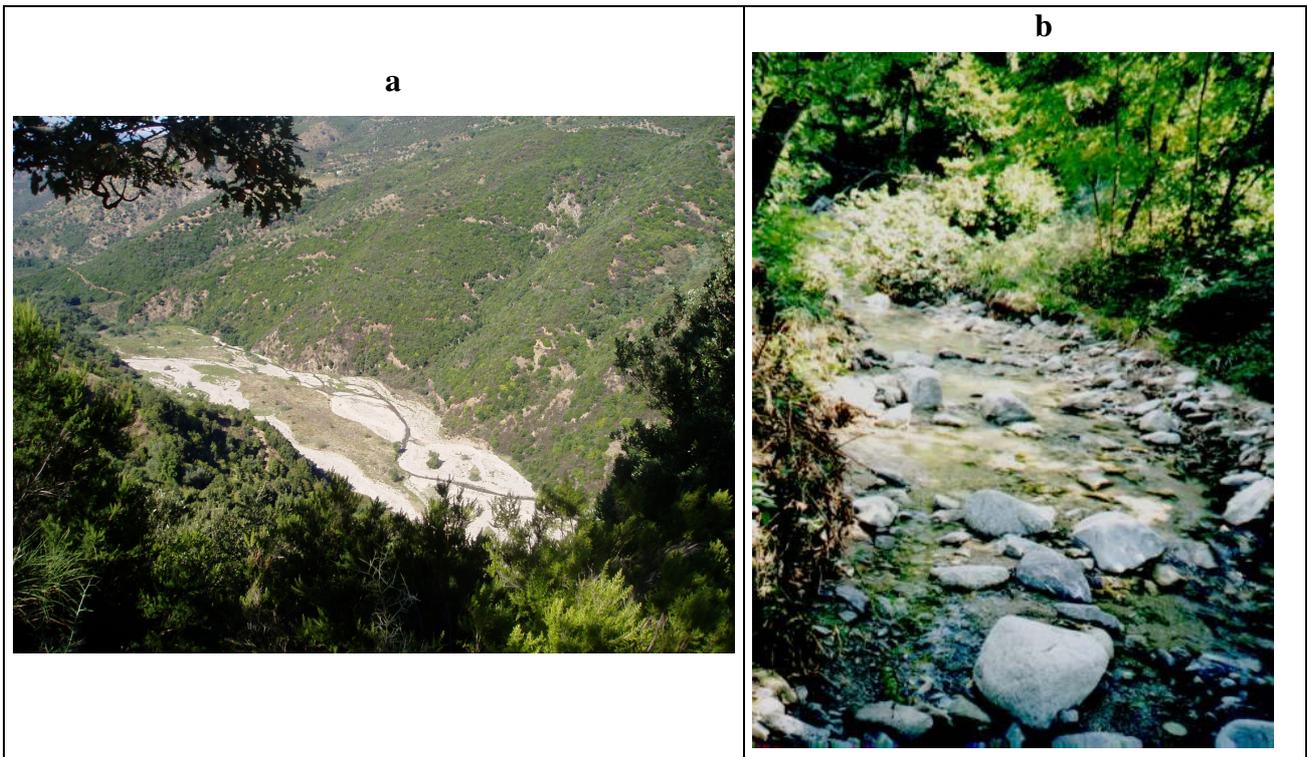


Fig. 7.13-a: Vista panoramica dell'alveo anastomizzato.

Fig. 7.13-b: Particolare di un canale nel settore in cui l'alveo si presenta anastomizzato.

Il fondovalle ha cambiato, nel corso del tempo ed in maniera molto brusca, la sua forma: ciò si evince dalla presenza di alberi con radici sospese e da arbusti completamente sommersi. Il

continuo alternarsi di fasi di magra e di piena fa sì che si verifichino continue modifiche del fondo. Le “barre fluviali” sono infatti zone di sedimentazione, dai repentini cambiamenti di forma e spessore. Durante le piene straordinarie vengono sommerse, per riemergere nei periodi di magra, risultando continuamente rimodellate dai numerosi canali del corso d’acqua principale.

Oltre a registrare le variazioni del carico solido del corso d’acqua, le barre sono anche testimonianza della morfologia fluviale più antica, poiché sono spesso visibili tracce di canali abbandonati recentemente e forme terrazzate naturali. Sulle barre, che possono avere granulometrie assai variabili, i pochi alberi presenti, se non completamente sradicati, hanno il tronco curvo dimostrando la precedente direzione della corrente. In altri casi le barre sono state interamente colonizzate da alberi e da arbusti il cui sviluppo ha rappresentato, a volte, un serio ostacolo per la prosecuzione del rilevamento.

7.1.1 Caratteri della franosità

Dall’osservazione della Carta-inventario delle frane (All. I: Tav. 2) si nota come la distribuzione dei fenomeni gravitativi, a parte quelli profondi, e l’erosione *s.l.* siano concentrati principalmente nel settore nord-occidentale. L’area interessata da fenomeni di dissesto (senza considerare i fenomeni gravitativi profondi di versante) copre nell’insieme una superficie di 1,6 Km² corrispondente a circa il 2,5% della superficie totale. I fenomeni di dissesto cartografati sono stati suddivisi in:

- scorrimenti traslativi
- scorrimenti rotazionali-traslativi
- scorrimenti-colate
- DGPV
- fenomeni di erosione *s.l.*

Da un’analisi quantitativa eseguita in ambiente GIS (Fig. 7.14), gli scorrimenti traslativi (quasi il 76% del totale di area in frana) (Fig. 7.15a-b) ed i fenomeni di erosione *s.l.* (17,5%) risultano arealmente prevalenti seguiti con netto distacco dai fenomeni complessi tipo scorrimento-colata (5%) e dagli scorrimenti rotazionali (2,7%).

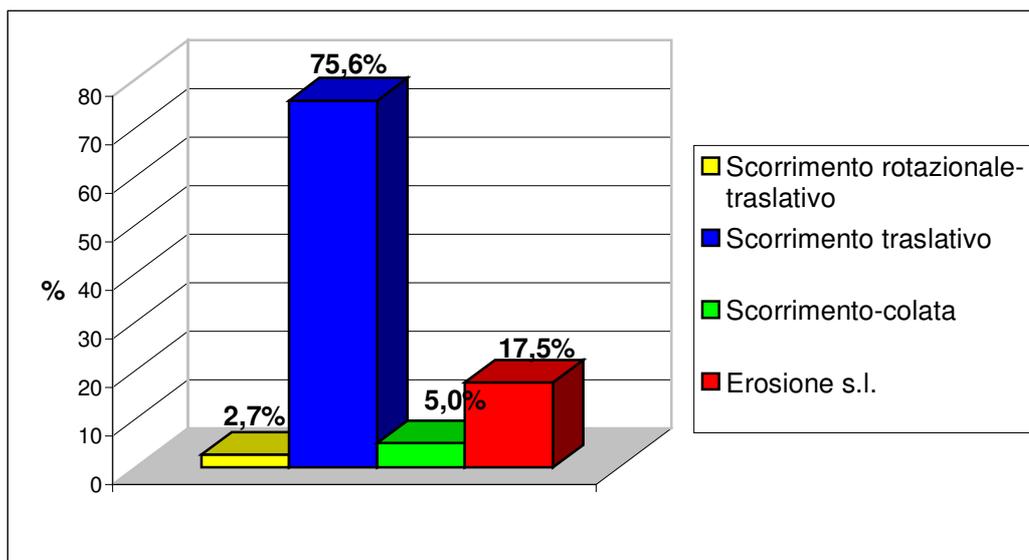


Fig. 7.14: Distribuzione delle principali tipologie d'instabilità di versante rispetto all'area totale in smantellamento.

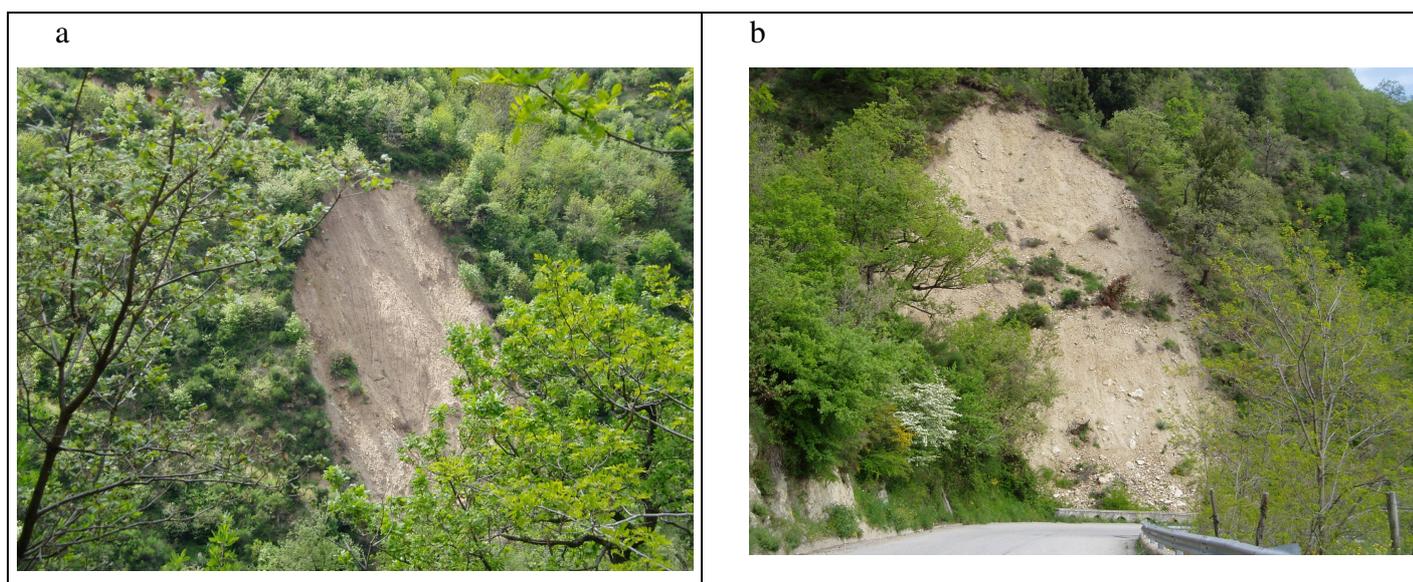


Fig. 7. 15a-b: Fenomeni di scorrimento traslativo lungo la strada che porta al Ponte Mucone, in località La Gabella.

Le frane complesse occupano una superficie totale di $0,08 \text{ km}^2$; esempi di tale tipologia si possono osservare in Fig. 7.16a-b. La zona di distacco è ben definita, il movimento avviene prima lungo una superficie di scivolamento planare, successivamente il materiale in frana si comporta come una colata che si sposta molto rapidamente assumendo una forma lobata ed allungata. La maggior parte di queste frane, che si impostano inizialmente su versante, si immettono poi in un impluvio (frane incanalate), in altri casi il movimento si esaurisce su versante (frane non incanalate).

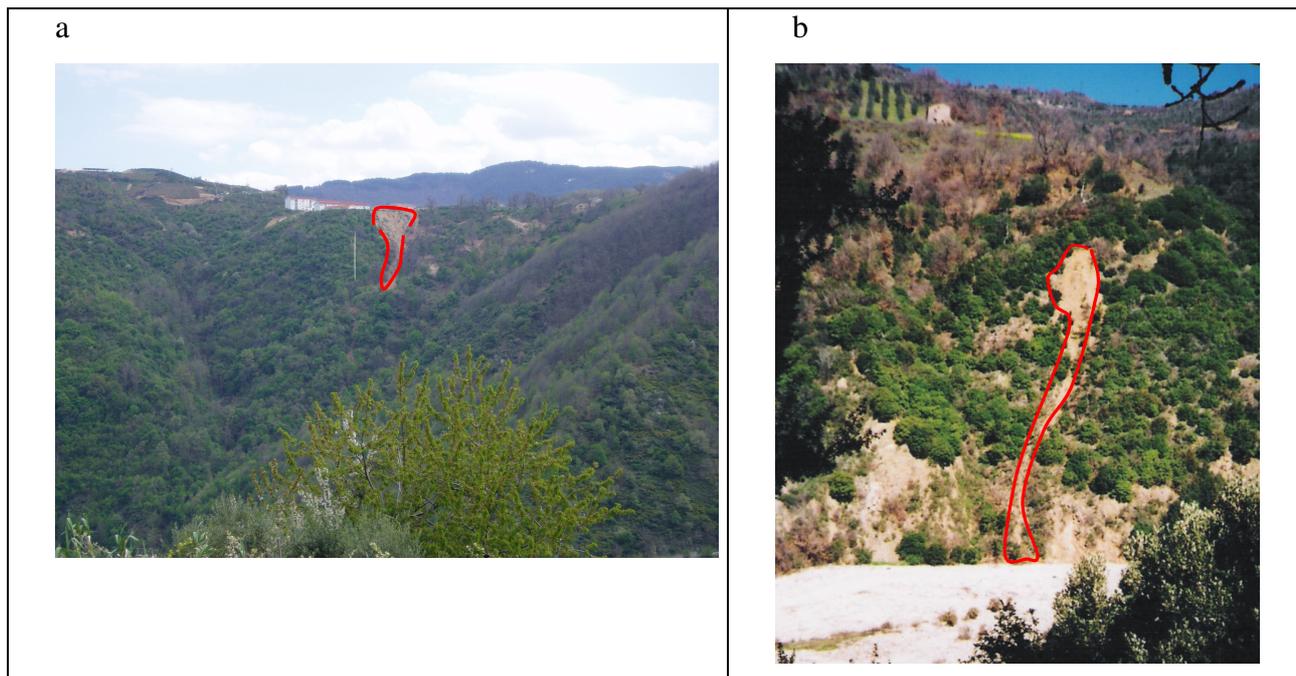


Fig. 7.16a-b: Scorrimenti evolvuti in colate detritiche nelle località Serricelle (a) e Vartelluni (b).

Anche le zone in erosione *s.l.*, quelle in cui si verificano piccole frane coalescenti, sono per gran parte responsabili del dissesto nell'area in esame. I fenomeni di erosione *s.l.* sono prevalenti alla base di tutto il versante in destra idrografica e negli impluvi.

Le DGPV arealmente si estendono per 44,7 km² circa coprendo gran parte dell'area considerata. Un caso particolare di questi fenomeni è quello localizzato nei pressi del centro abitato di Acri, in destra orografica del T. Calamo. Questa DGPV, nota come “*Sacküing* di Serra di Buda” (Fig. 7.17), copre una superficie di 0,7 km² circa e da anni crea problemi alle infrastrutture presenti. Il monitoraggio conoscitivo degli spostamenti superficiali evidenzia un cinematismo con velocità medie tra 0,019 e 0,006 cm/giorno. Con l'ausilio di misure inclinometriche è stato possibile individuare la profondità della superficie di rottura che si sviluppa da circa 50 m a circa 60 m dal piano campagna (Gullà *et al.*, 2001, 2002, 2004).

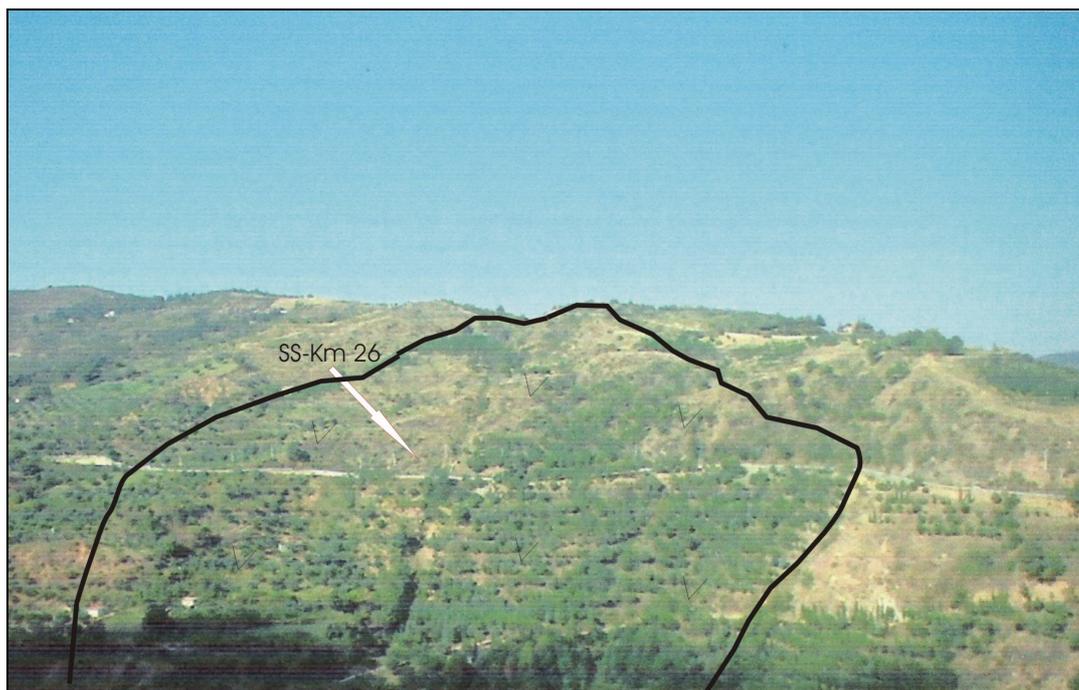


Fig. 7.17: Veduta panoramica del versante Serra di Buda, sede di una delle DGPV

Alcune frane superficiali, che rappresentate da scorrimenti traslativi superficiali e crolli (Fig. 7.18a-b), sono contraddistinte da dimensioni piuttosto ridotte e perciò non cartografabili singolarmente alla scala adottata.

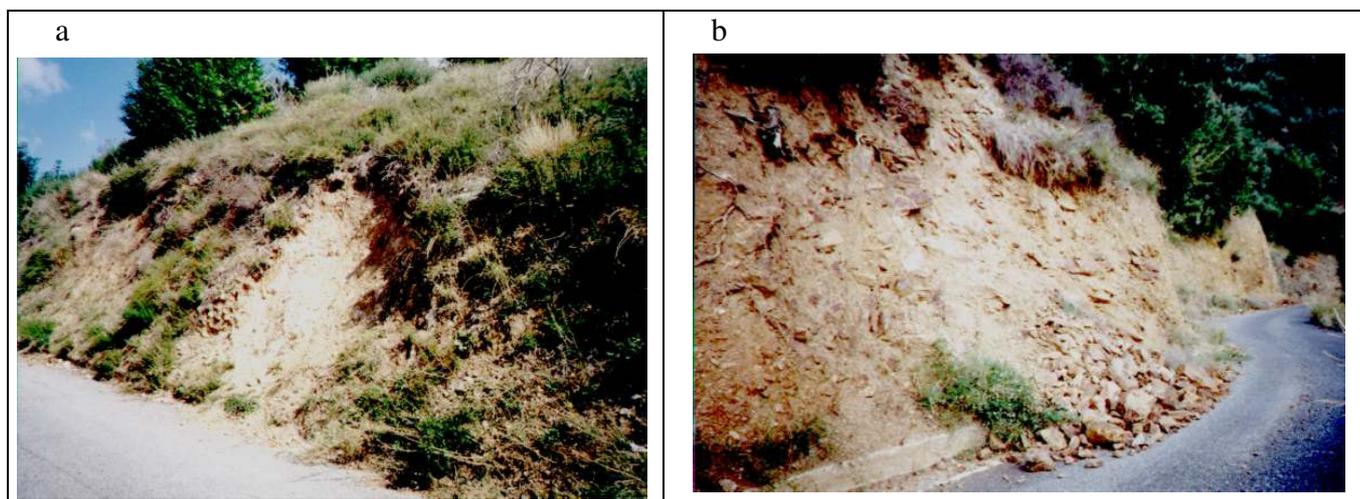


Fig. 7.18a-b: Scorrimenti traslativi superficiali (a) e crolli (b) lungo le vie di comunicazione nell'area di studio.

Considerando i corpi di frana, i fenomeni più attivi (All. I: Tav. 3) (Fig. 7.19) sono localizzati quasi tutti sul versante in destra orografica e rappresentano il 17,5 % dell'area totale in frana. Sono presenti nei piccoli impluvi sul versante nord, alla base di quest'ultimo e localmente sul versante in sinistra del T. Calamo (Fig. 7.20). I corpi di frana quiescenti mostrano una distribuzione uniforme su tutta l'area e si rilevano in percentuale pari al 12,5% mentre i corpi di frana inattivi rappresentano il 70%.

L'intera area esaminata è contraddistinta anche da molte corone di frana per le quali non è stato possibile determinare con certezza un accumulo a valle. Quelle più antiche, pari al 9,6%, sono ubicate soprattutto nel settore sommitale dei versanti; le quiescenti, che rappresentano l'87,7%, sono state rilevate in maniera uniforme in tutto il bacino; le attive sono pari al 2,7%.

Le corone di frana certe rappresentano il 70,6 % circa rispetto a quelle incerte pari al 29,4%.

Su tutto il versante nord si notano inoltre zone in forte erosione *s.l.* pari al 17,5% di tutta l'area in dissesto (Fig. 7.21).

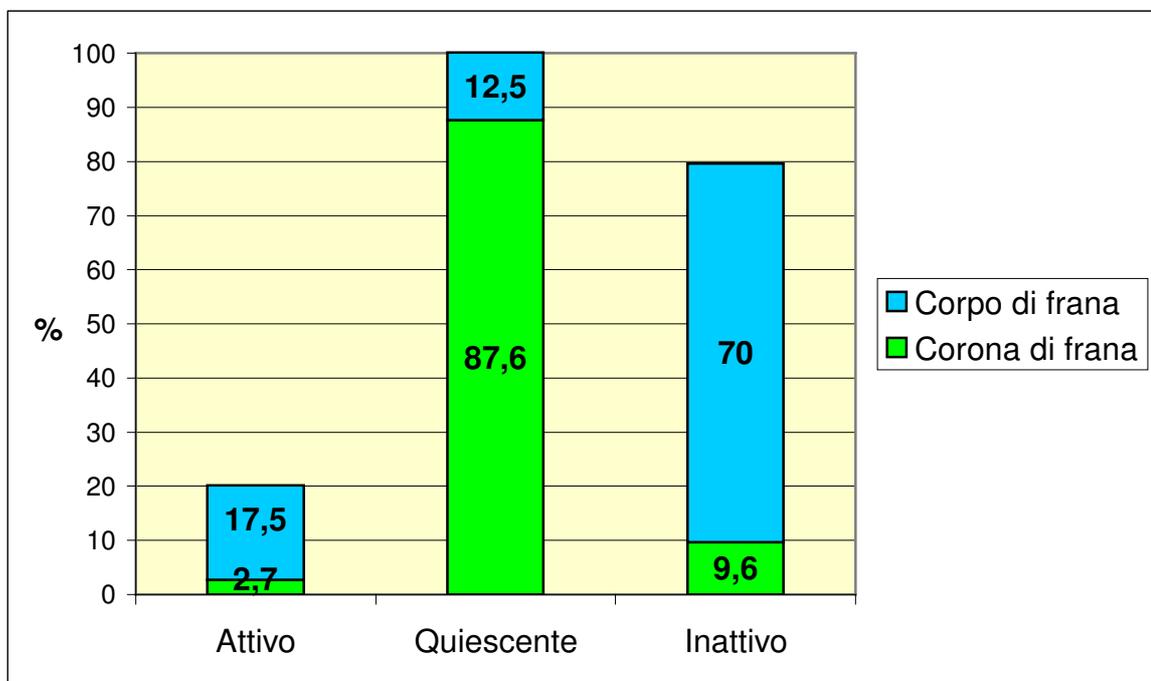


Fig. 7.19: Distribuzione di corone e corpi di frana in base allo stato di attività.



Fig. 7.20: Strada comunale in dissesto nei pressi del centro abitato.

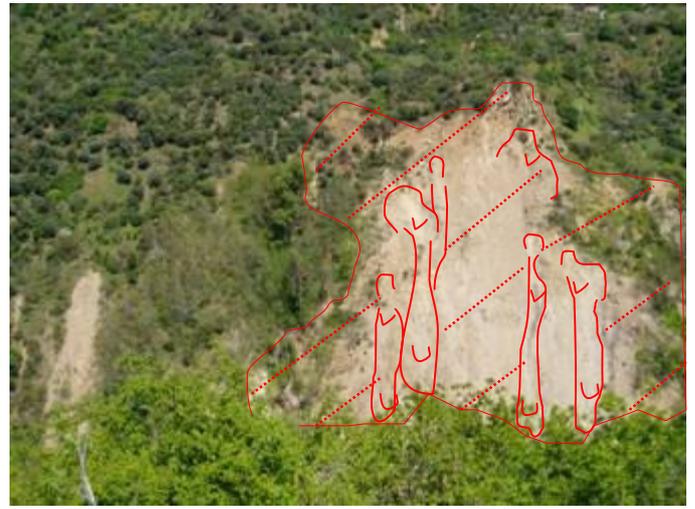


Fig. 7.21: Aree soggette a forte erosione s.l.

7.2 IL MEDIO BACINO DEL T. ILICE

7.2.1 Evoluzione geomorfologica dal 1955 ad oggi

L'area indagata è una sorta di triangolo bordato dal T. Illice, con orientazione SE-NW, e dal suo tributario destro (Fig. 7.22).

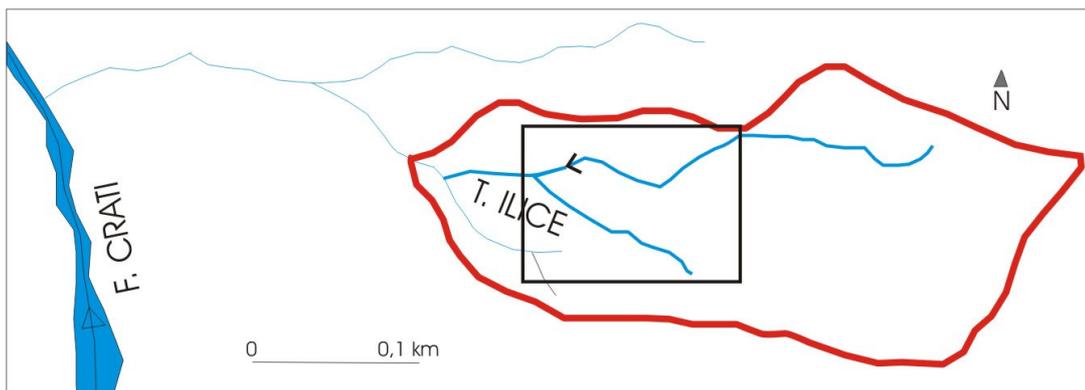


Fig. 7.22: Ubicazione dell'area di studio nel bacino del T. Illice.

L'unità geomorfologica prevalente è quella dei versanti, che presentano settori a differente acclività; lembi di superfici subpianeggianti si rinvengono solo raramente e, spesso, sono sede di nuclei urbanizzati.

I versanti (Fig. 7.23) sono caratterizzati a monte da bassi gradienti che tendono a diminuire in corrispondenza della rete viaria per poi assumere valori più alti nel settore a valle.

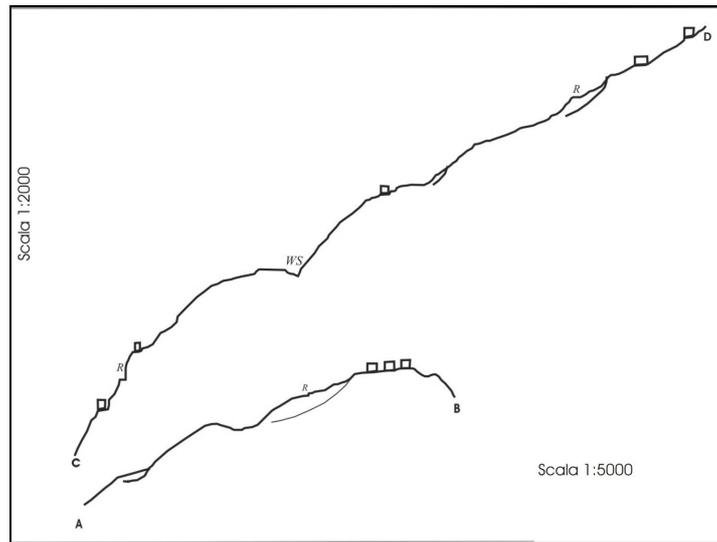


Fig. 7.23: Profili topografici in località Santo Miele. WS: corso d'acqua; R: strada statale (Calcaterra *et al.*, 2004b).

Le aree a minore acclività ($<13^\circ$) sono disposte in fasce discontinue lungo le linee di dispiuvio, mentre quelle a forte acclività ($>27^\circ$) sono ubicate prevalentemente a ridosso degli assi torrentizi (Fig. 7.24) ed in corrispondenza delle scarpate di frana. Le aree con acclività maggiore sono il prodotto di frane favorite dall'intenso *weathering* delle rocce.

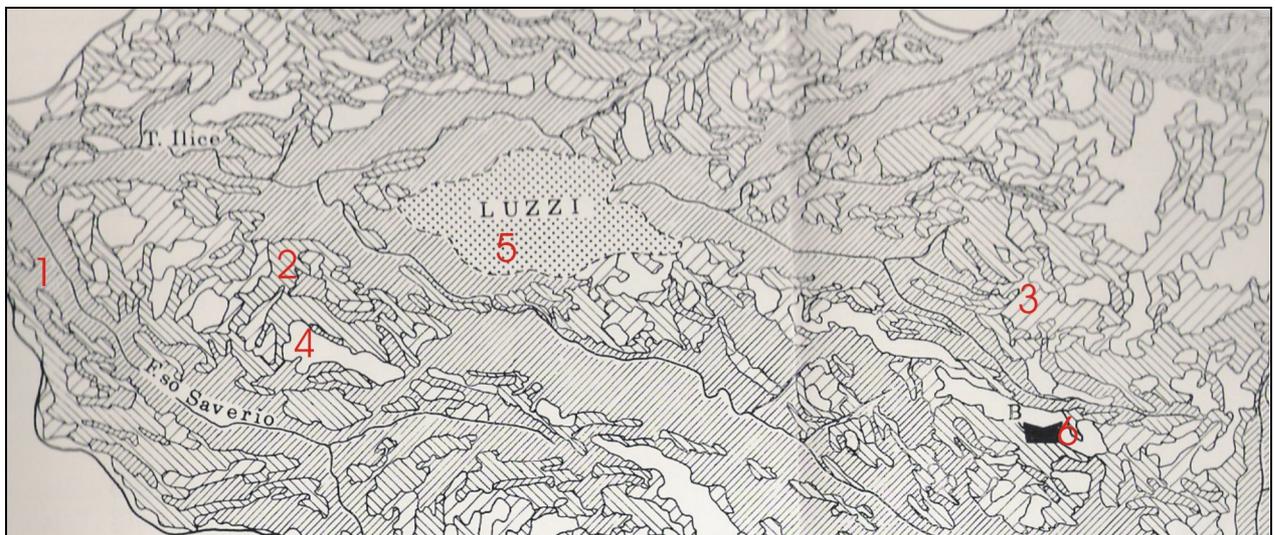


Fig. 7.24: Stralcio della carta delle acclività del bacino del T. Illice (Frega *et al.*, 1976). Classi di acclività: 1) $>27^\circ$; 2) $27^\circ-18^\circ$; 3) $18^\circ-13^\circ$; 4) $<13^\circ$; 5) centro abitato; 6) pluviografo, termoigrafo.

Il reticolo idrografico, di tipo *pincer-like*, è fortemente condizionato dalle caratteristiche strutturali dell'area e da quelle chimico-fisiche dei litotipi. La rete drenante presenta numerosi

tratti che si impostano in forra, mentre la restante parte del reticolo ha formato *talweg* ben incisi. I corsi d'acqua, prevalentemente con direzioni E-W, hanno carattere torrentizio.

Dall'indagine geomorfologica eseguita relativamente al 1955 (Fig. 7.25a) è emerso che tutto il settore era contraddistinto da una franosità antica e da erosione localizzata nell'impluvio del torrente a nord.

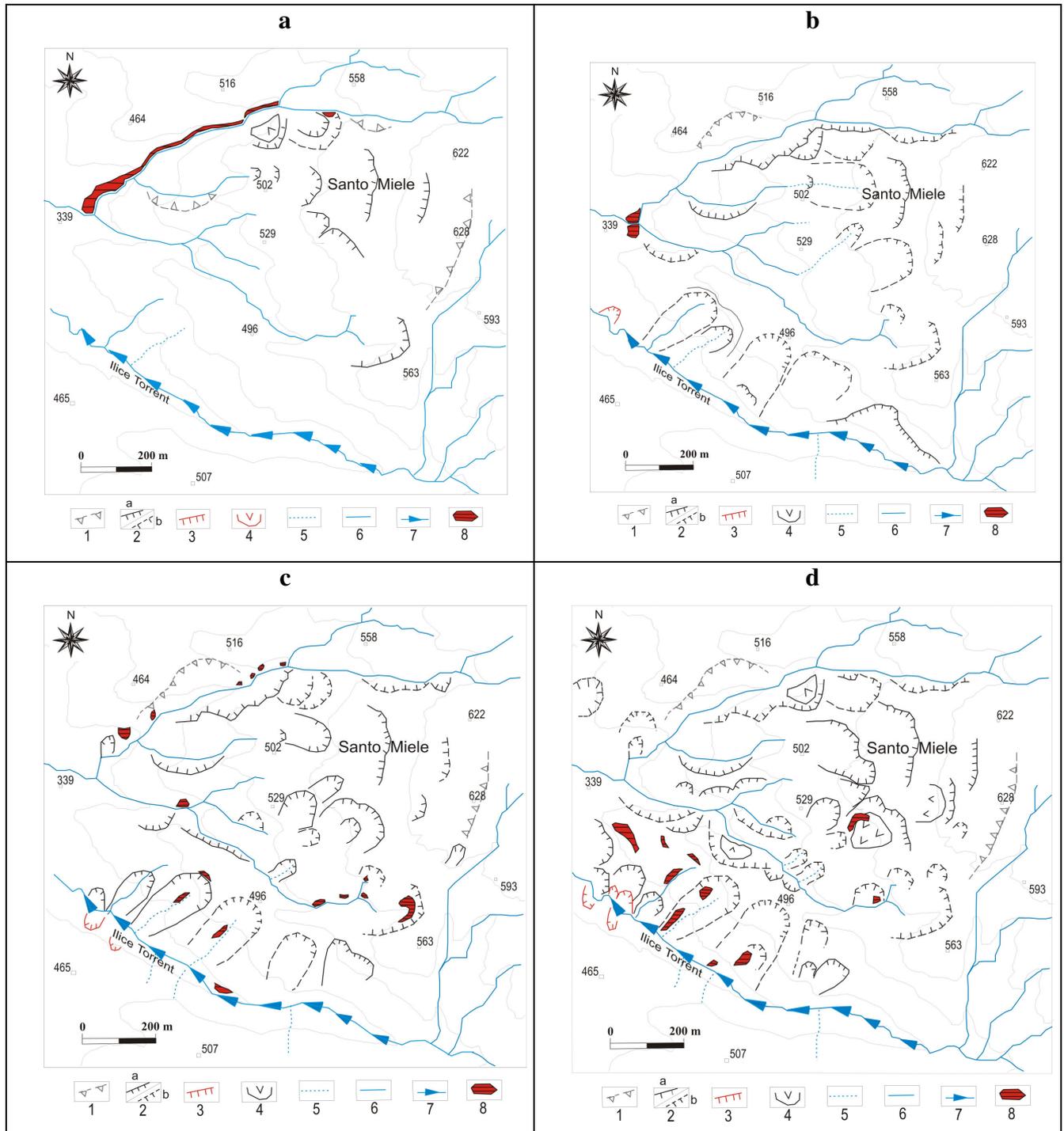


Fig. 7.25: Assetto geomorfologico del medio settore del bacino del T. Ilice (loc. Santo Miele e dintorni), a) 1955; b) 1983; c) 1991; d) 1996. Legenda delle carte a-b-c-d:

1) corona di frana molto antica; 2) corona di frana antica: (a) certa, (b) incerta; 3) corona di frana recente; 4) corpo di frana; 5) corso d'acqua effimero; 6) corso d'acqua; 7) corso d'acqua in approfondimento; 8) zona in erosione.

Nel 1983 (Fig. 7.25b) l'area in erosione tende a diminuire e si individua una piccola frana attiva sul versante destro del T. Ilice. Nel 1991 (Fig. 7.25c) l'erosione si localizza in maniera puntuale sul versante destro del torrente più a nord ed in altri nuovi siti; anche il versante sinistro del T. Ilice mostra aree in forte erosione. Nel 1996 in tutta la porzione a nord del bacino si rilevano solo fenomeni antichi, mentre entrambi i versanti del T. Ilice sono coinvolti da diffusi fenomeni di dissesto, sia in termini di frane che di erosione (Fig. 7.25d).

Dall'osservazione della situazione relativa all'intervallo temporale 2000-2004 (Fig. 7.26) si notano la riattivazione di una frana sul versante sinistro del torrente a nord e la diffusione di molte frane attive. Tra questi fenomeni si segnala quello più imponente, che interessa in parte la SS 559 in località Santo Miele. I due corsi d'acqua minori situati nel settore centrale dell'area indagata risultano in approfondimento (Fig. 7.27).

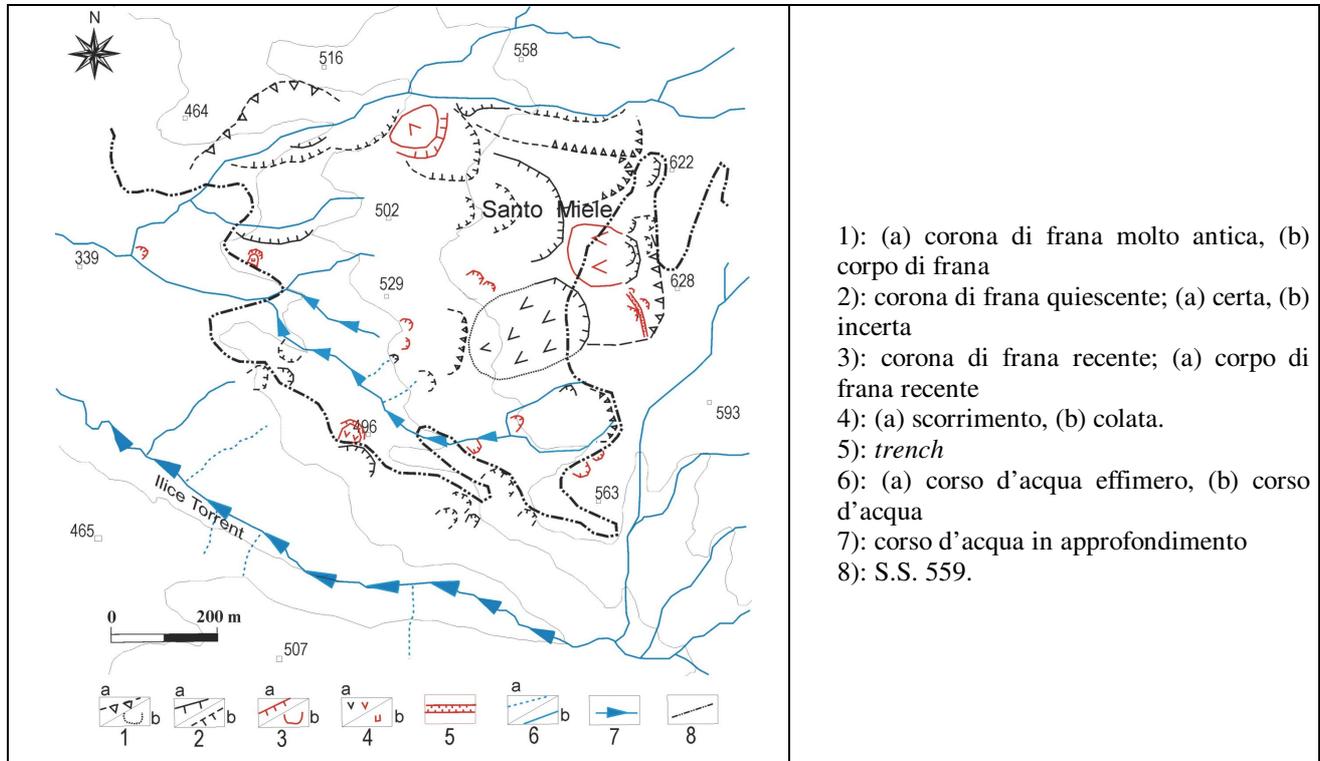


Fig. 7.26: Evoluzione morfologica del medio settore del bacino del T. Ilice (loc. Santo Miele e dintorni) tra il 2000 ed il 2004.



Fig. 7.27: Particolare di alveo in approfondimento. Si notano sabbie con ghiaie pleistoceniche sul basamento metamorfico alterato.

Lungo la strada che porta dal centro abitato di Luzzi alla frazione di Santo Miele si rilevano frequenti fenomeni di erosione che si manifestano sia come *rills* (Fig. 7.28) che come piccoli scorrimenti superficiali nei terreni colluviali e residuali (Fig. 7.29). I *rills* si presentano come piccoli canali effimeri che scorrono parallelamente rispetto all'inclinazione del versante. La presenza dei *rills* e dei fenomeni di scorrimento superficiale è stata riscontrata in seguito alle piogge invernali sui versanti in cui il grado di *weathering* è elevato.



Fig. 7.28: *Rill* lungo la S.S. 559.

Fig. 7.29: Scorrimento in materiali molto alterati.

Dall'osservazione della sequenza delle carte geomorfologiche (Figg. 7.25 e 7.26) si evince che il T. Ilice è in approfondimento; infatti su tutto il suo versante destro si registra un aumento delle aree in erosione. Il materiale asportato dai versanti viene incanalato nell'alveo e trattenuto dalle numerose briglie realizzate. L'analisi morfologica quantitativa del reticolo idrografico del bacino del T. Ilice (Frega *et al.*, 1976) ha messo in evidenza, inoltre, che il reticolo è stato fortemente condizionato dallo sviluppo delle faglie dirette post-calabriere.

L'attuale morfologia di questi versanti è perciò il risultato della tettonica e dei fenomeni franosi di differente età e tipologia.

7.2.2 Caratteri della franosità

In tutta la zona che circonda il centro abitato di Luzzi si possono rilevare fenomeni franosi, di varia entità ed età. Le frane più recenti, in tutto 15, sono localizzate per lo più nella zona centrale dell'area indagata. Sono stati rilevati inoltre 26 fenomeni quiescenti e 3 molto antichi nella zona più a nord. Le frane più estese presentano cinematica traslativa o rotazionale mentre i fenomeni di modeste dimensioni si presentano come scorrimenti superficiali.

Il notevole stato di dissesto in cui versa tutta l'area in questione può essere osservato sia lungo strada che nelle zone più interne, dove si riconoscono zone di distacco con i relativi accumuli a testimonianza dello stato di continua evoluzione dei versanti.

La vegetazione che cresce in tali contesti risulta, quindi, fortemente condizionata dai fenomeni franosi presenti (Figg. 7.30 e 7.31).



Fig. 7.30: Inclinazione del tronco di alberi cresciuti su una frana.



Fig. 7.31: Panoramica dalla strada provinciale in loc. Santo Miele.

Il fenomeno franoso più importante è localizzato nel settore centrale dell'area indagata (Calcaterra *et al.*, 2004b). Nota già dal XVI secolo, la frana di Santo Miele (Fig. 7.32) si è riattivata nel dicembre del 1996 e del 1997 coinvolgendo diversi edifici, uno dei quali è crollato per oltre la metà.

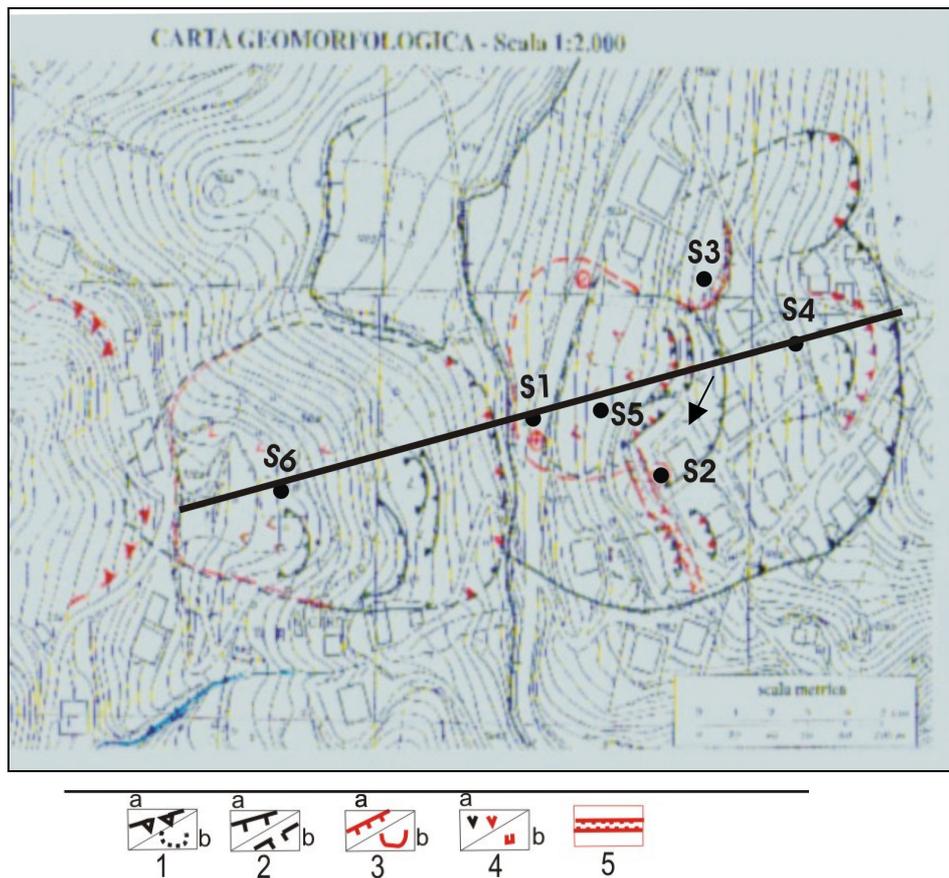


Fig. 7.32: Situazione al 2004 della frana di S. Miele, ubicazione di sondaggi geognostici e traccia di una sezione. Legenda: 1) Corona molto antica incerta (a), corpo di frana antico incerto (b); 2) corona antica certa (a), antica incerta (b); 3) corona recente (a), corpo di frana recente (b); 4) scorrimento antico e recente (a), crollo (b); 5) trench. Con la freccia è indicata l'ubicazione danneggiata dalla frana.

Il movimento franoso che interessa il versante in loc. San Miele ha sede in gneiss completamente alterati ed è costituito da uno scorrimento con una componente rotazionale avente lunghezza complessiva sui 400-440 m.

A monte, questa frana si estende fino alla quota di 626 m s.l.m. ed appare delimitata da una linea di cresta ad andamento NE-SW. All'interno di tale corpo si rinvencono delle superfici di rottura e movimenti franosi di dimensioni ridotte responsabili degli ingenti danni alle strutture presenti.

Attualmente i cordoli di calcestruzzo realizzati lungo la strada provinciale (ex S.S. 559) presentano lesioni evidenti. Nei pressi dell'abitazione colpita dall'evento, si rilevano danni alla recinzione di un'altra costruzione (Fig. 7.33). Tra l'abitazione crollata e la strada si osservano inoltre altre corone di distacco di dimensioni minori ed un *trench*.



Fig. 7.33: Lesioni alla recinzione di un'abitazione limitrofa a quella crollata.

Nel 2002 è stata effettuata una campagna geognostica durante la quale sono stati realizzati 6 sondaggi a carotaggio continuo allo scopo di approfondire le conoscenze sul fenomeno. Due di questi sondaggi (S5 e S6) sono stati adibiti a piezometri il cui monitoraggio ha consentito di osservare, dal dicembre 2003, una risalita abbastanza regolare del livello della falda (Fig. 7.34).

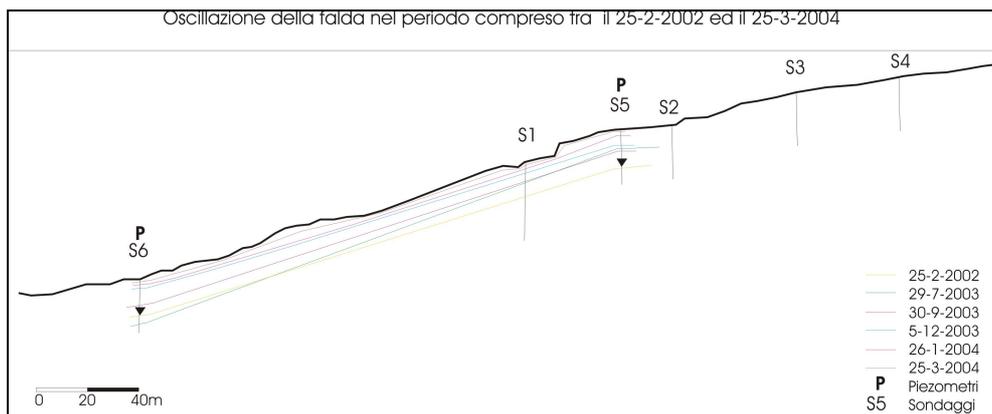


Fig. 7.34: Ricostruzione dell'andamento della falda.

Come indicano i risultati preliminari di analisi idrologiche (Calcaterra *et al.*, 2004b), la mobilizzazione della frana è legata agli eventi pluviometrici in grado di produrre livelli piezometrici critici. La Figura 7.35, che mostra le altezze di pioggia giornaliera e cumulata in un arco di tempo compreso tra aprile 1996 e gennaio 1998, evidenzia l'influenza delle precipitazioni sui fenomeni d'instabilità più recenti. Questi ultimi, relativi alle riattivazioni del dicembre 1996 e del dicembre 1997, sembrerebbero innescati da piogge di lunga durata e di bassa intensità relative ai 15 giorni che precedono l'evento.

I picchi di pioggia cumulata durante questo intervallo di tempo sono stati analizzati statisticamente mediante l'applicazione del modello di Gumbel considerando il periodo 1951÷2001. Dalla relazione che lega la frequenza degli eventi (F) ai tempi di ritorno (T) si può dedurre (Fig. 7.36) che una delle due riattivazioni (1996) è stata innescata da piogge cumulate che hanno raggiunto 175 mm circa nei precedenti 15 giorni.

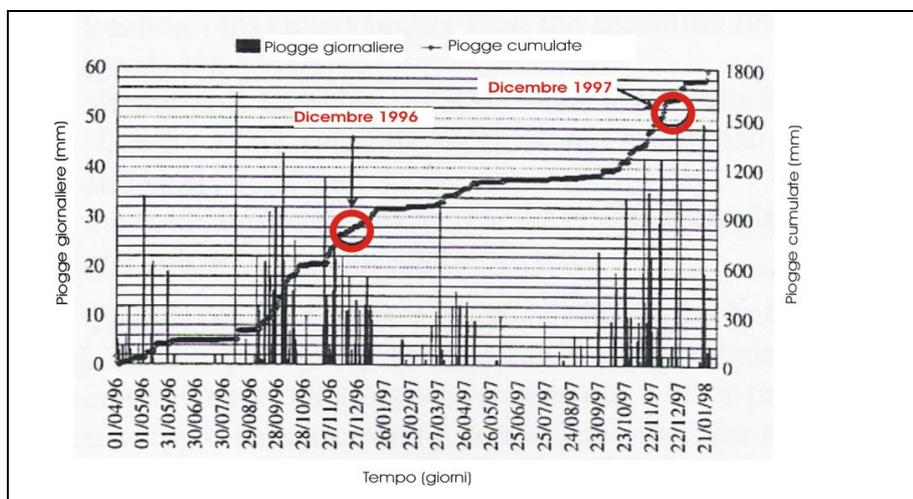


Fig. 7.35: Piogge giornaliere e cumulate (Calcaterra *et al.*, 2004b).

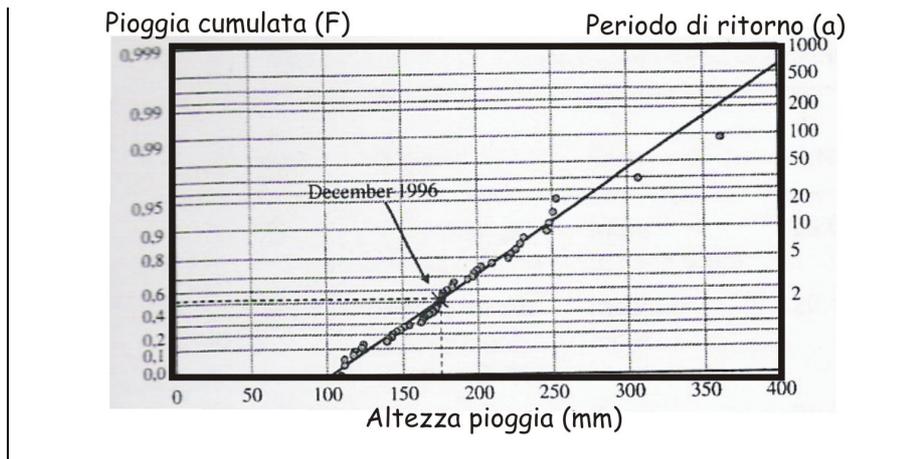


Fig. 7.36: Dati storici nel diagramma di Gumbel (Calcaterra *et al.*, 2004b).

Nel complesso la frana di Santo Miele rappresenta un tipico fenomeno di dissesto in gneiss intensamente alterati del versante occidentale della Sila. Tale fenomeno mostra tuttora chiari segni di attività: le numerose zone di distacco ed i *trench* recentemente osservati testimoniano, infatti, lo stato di dissesto “incipiente”. Sulla base dei dati disponibili, questa frana è stata interpretata come la porzione superficiale di un movimento più profondo.

I dati relativi alla circolazione idrica sotterranea dimostrano, inoltre, rapide mobilizzazioni a seguito di consistenti variazioni delle pressioni interstiziali. Perciò anche in periodi di quiescenza del fenomeno il margine di sicurezza non si può ritenere elevato, poiché anche piogge non molto violente, ma prolungate, potrebbero far riattivare il fenomeno.

CAPITOLO 8

L'EVOLUZIONE DELLE CONOIDI NEL MEDIO BACINO DEL FIUME MUCONE

8.1 INDAGINI PRELIMINARI SULLE CONOIDI NELL'AREA D'INTERESSE

8.1.1 Aspetti morfologici ed applicazione della teoria di Melton

Le 32 conoidi individuate nel medio bacino del F. Mucone (Fig. 8.1) si aprono a ventaglio allo sbocco dei corsi d'acqua localizzati sui due versanti dell'area di studio, distribuendosi in maniera omogenea lungo tutto il tratto esaminato della valle.

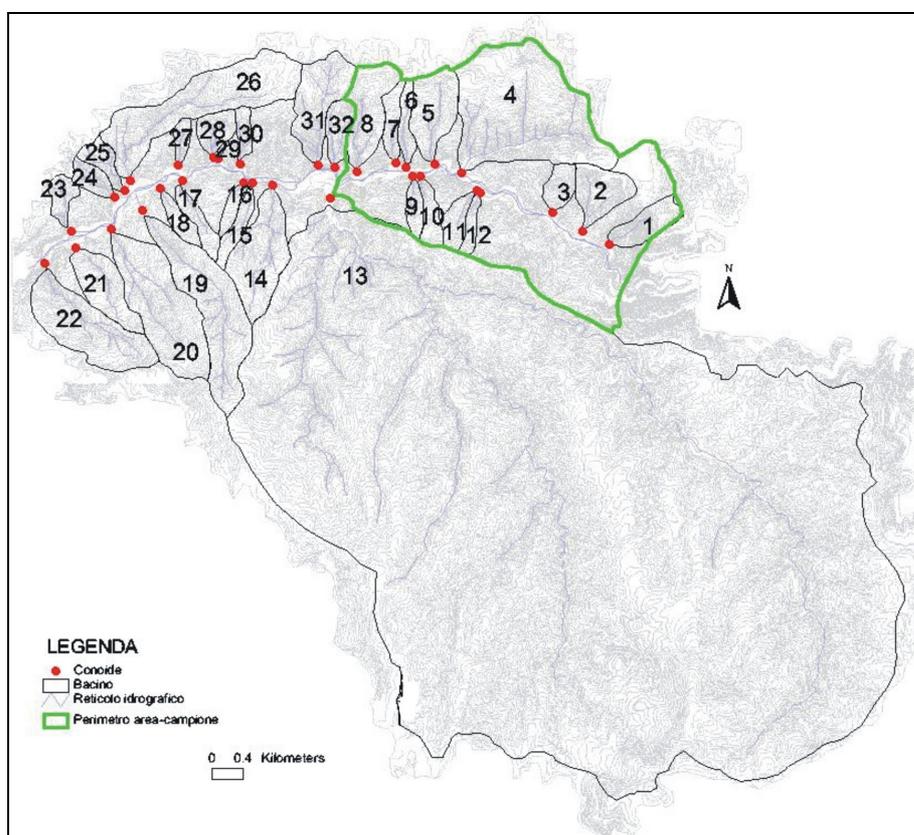


Fig. 8.1: Ubicazione delle 32 conoidi e dei corrispondenti bacini.

Queste forme deposizionali presentano morfologia variabile: alcune sono di modeste dimensioni e con una forma conica più o meno regolare; le più estese, collocate alla foce del T. Calamo, del T. Ceraco e del Vallone Trignetto, presentano invece una geometria più irregolare (Fig. 8.2). Le tre conoidi arealmente più grandi, N4, N13, N19, coprono rispettivamente una superficie di 0,4 km², 1,6 km², 0,6 km² circa e presentano acclività di 6°, 4° e 15°. La conoide più piccola, N10, risulta avere un'area pari a circa 790 m² ed un'acclività di 21° circa. Anche i bacini di

alimentazione sono caratterizzati da dimensioni assai variabili: il più piccolo, N29, copre un'area di 0,01 Km², mentre il più esteso, N13, presenta superficie pari a 42 Km².

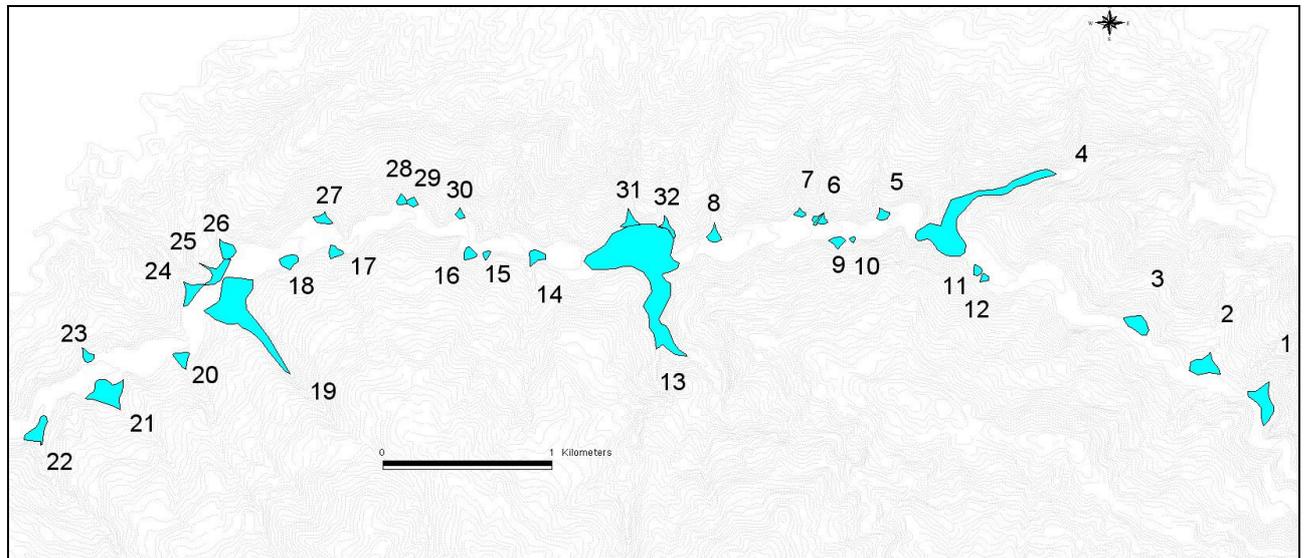


Fig. 8.2: Morfologia attuale delle 32 conoidi esaminate.

L'origine delle conoidi è dovuta soprattutto alla riduzione drastica della pendenza del canale in cui vengono trasportati i sedimenti (Cotton, 1952; Blissenbach, 1954; Allen *et al.*, 1981). I fattori che controllano la formazione di queste conoidi sono geologici, strutturali, climatici, morfologici e vegetazionali.

Nel contesto esaminato tali corpi deposizionali si sono formati in seguito a fenomeni di *debris-flow* e/o di origine trattiva. La distinzione preliminare tra i due tipi si può effettuare partendo da criteri morfometrici del sistema conoide-bacino di alimentazione (Jackson *et al.*, 1987). Dai dati ricavati per l'area in esame (Tab. 8.1) si può valutare se le caratteristiche morfometriche delle conoidi del medio bacino del F. Mucone consentono una distinzione delle stesse in funzione degli agenti morfogenetici prevalenti, considerando la distribuzione dei dati. L'analisi dei risultati relativi all'applicazione della teoria di Melton (1965) nell'area indagata ha evidenziato una notevole dispersione dei dati (Fig. 8.3), con un coefficiente di determinazione pari a $R^2=0,099$ ed una variabilità del Numero di Melton che oscilla tra 0,1 e 2,3. Se si escludono i due valori più alti del Numero di Melton (2,3 e 1,4), i dati si concentrano in un campo molto più ristretto.

Considerata la grande variabilità associata a queste conoidi, è stata eseguita una distinzione tra i bacini la cui dimensione areale è confrontabile per cercare una migliore correlazione. Infatti, in bacini di estensione comparabile si dovrebbe avere una migliore relazione tra la pendenza delle conoidi ed i valori del Numero di Melton associati.

N°	Ea (m s.l.m.)	Eb (m s.l.m.)	Eb-Ea (m s.l.m.)	Ac (m ²)	Ab (m ²)	S (°)	C (°)	N° Melton
1	418	860	442	18.026	322213	11	32	0,780
2	400	730	330	13.735	401115	5	20	0,521
3	395	750	355	10.855	192349	10	49	0,811
4	400	920	520	74339	2400420	6	19	0,336
5	355	760	405	3.275	537372	6	21	0,558
6	338	750	412	3.955	162229	11	21	1,025
7	335	750	415	1.953	185760	12	30	0,963
8	330	690	360	4.857	582728	10	17	0,472
9	352	690	338	3.728	133579	13	24	0,926
10	345	750	405	788	177134	9	66	0,962
11	365	750	385	2.406	186867	11	21	0,891
12	370	745	375	1.663	110239	15	61	1,130
13	370	1340	970	160.225	42444173	4	4	0,149
14	300	795	495	5482	813916	7	15	0,549
15	290	680	390	1527	181075	22	21	0,918
16	288	600	312	3.922	98551	15	57	0,994
17	270	655	385	4.079	188241	19	9	0,887
18	252	610	358	6361	153023	17	49	0,916
19	325	920	595	69.653	1264994	15	12	0,529
20	248	855	607	5.500	1263826	8	10	0,540
21	245	655	410	22.890	492405	9	22	0,585
22	220	770	550	10.763	1012050	10	17	0,547
23	230	400	170	3.418	160426	11	13	0,424
24	240	420	180	8.109	163819	10	16	0,446
25	235	440	205	9.882	175420	16	13	0,490
26	285	670	385	6.994	1445879	9	8	0,320
27	255	560	305	4.401	97825	17	33	0,978
28	275	620	345	2337	212714	10	33	2,347
29	278	440	162	2419	13233	11	38	1,409
30	294	640	346	1.749	115243	18	27	1,021
31	330	700	370	4.447	646290	14	15	0,460
32	330	700	370	3.403	207482	16	24	0,813

Tab. 8.1: Parametri morfometrici delle 32 conoidi e dei relativi bacini nell'area indagata. Ea) quota dell'apice della conoide; Eb) quota del punto più elevato del bacino; Eb-Ea) dislivello tra la quota più elevata del bacino e l'apice della conoide; Ac) area della conoide; Ab) area del bacino; S) acclività della conoide; C) acclività del canale.

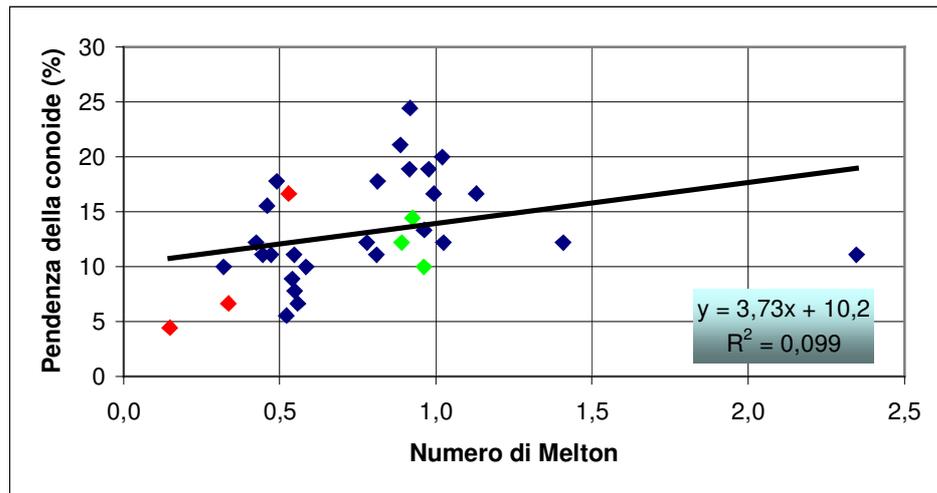


Fig. 8.3: Numero di Melton in funzione della pendenza della conoide. Sono distinte: in rosso le conoidi alluvionali, in verde quelle da *debris flow* ed in blu le conoidi miste.

Le aree dei bacini di alimentazione variano da un minimo di 0,01 km² a 42 km², mentre le acclività sono comprese tra 4° e 22°. I bacini sono stati suddivisi in 3 classi principali:

- Classe 1: conoidi con Ab fino a 100000 m²;
- Classe 2: conoidi con Ab compreso tra 100000 m² e 1000000 m²;
- Classe 3: conoidi con Ab maggiore di 1000000 m².

Su questa base si è proceduto ad analizzare le conoidi che ricadono nelle suddette classi.

Nella Classe 1 rientrano i bacini più piccoli che sono localizzati su entrambi i versanti dell'area di studio. Tenuto conto che si tratta di una popolazione di 3 campioni (il risultato quindi dovrebbe essere considerato solo a scopo esplorativo), i dati si posizionano nel grafico (Fig. 8.4) con un coefficiente R² pari a 0,91. Le conoidi si distribuiscono evidenziando una correlazione negativa tra il Numero di Melton (compreso tra 0,97 e 1,40) e la pendenza.

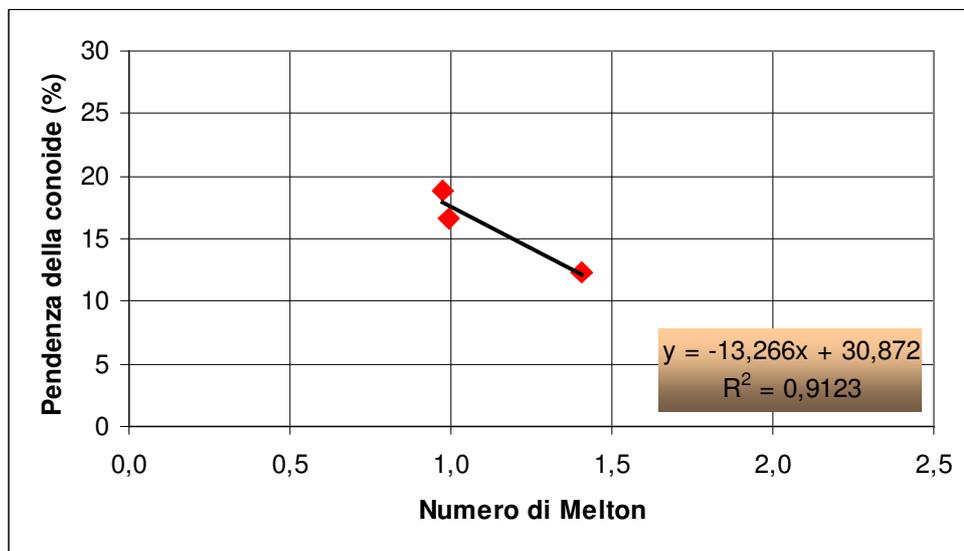


Fig. 8.4: Grafico relativo ai bacini della Classe 1 (fino a 100000 m²).

I bacini della Classe 2 sono caratterizzati da un coefficiente di determinazione $R^2=0,025$ che denota (Fig. 8.5) una quasi totale assenza di correlazione. In questa fascia ricade la maggior parte delle conoidi individuate aventi un valore del Numero di Melton che oscilla tra 0,42 e 2,35. Escludendo il valore più alto, la variabilità è molto meno marcata poichè compresa tra 0,42 e 1,13.

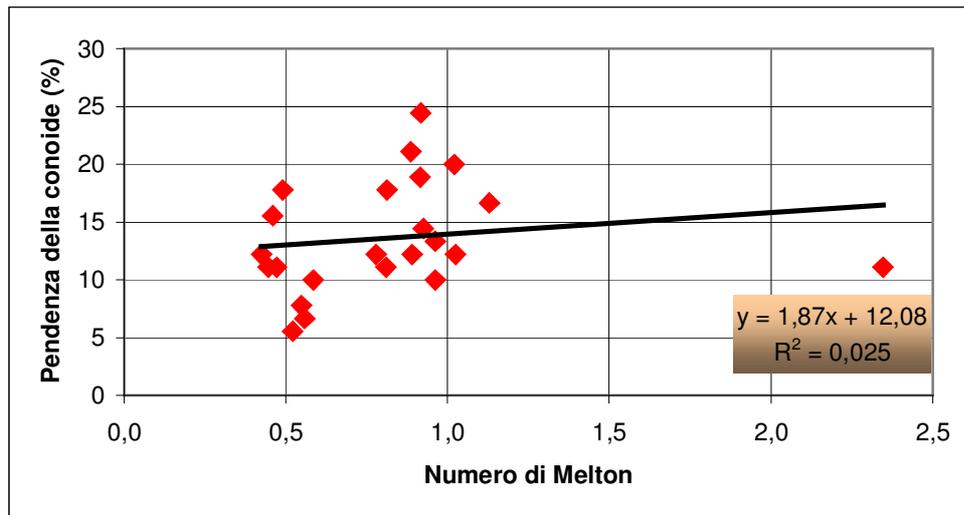


Fig. 8.5: Grafico relativo ai bacini della Classe 2 (con area compresa tra 100000 m² e 1000000 m²).

Nella Classe 3 (Fig. 8.6) il coefficiente di determinazione è $R^2=0,53$, intermedio tra i primi due casi. Il Numero di Melton varia tra 0,1 e 0,54; i bacini compresi in questa classe presentano una gerarchia che arriva al quarto ordine.

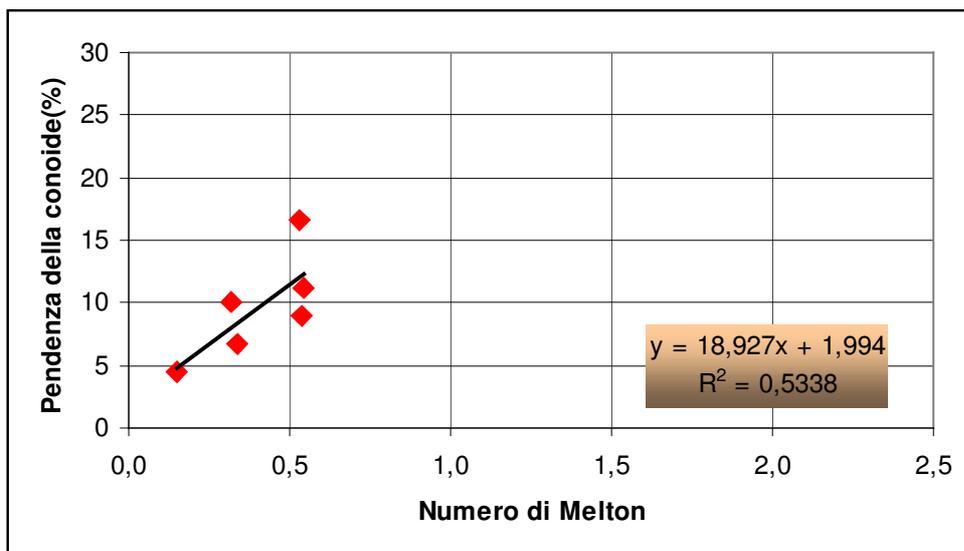


Fig. 8.6: Grafico relativo ai bacini della Classe 3 (con area maggiore di 1000000 m²).

Nel complesso si possono considerare come campioni significativi solo le conoidi delle Classi 2 e 3.

Gli esempi della Classe 2 (ritenuta per l'elevato numero rappresentativa dell'area prescelta) denotano una situazione già riscontrata da altri autori (Parise & Calcaterra, 2000a) (Fig. 8.7a). La maggior parte delle conoidi individuate non mostra alcuna correlazione tra pendenza e Numero di Melton come invece è stato provato per le conoidi di 20 tributari dell'Avisio (Italia Nord-Orientale, Dolomiti). In questo contesto sono stati riconosciuti infatti tre gruppi: conoidi dovute a trasporto solido selettivo, conoidi di tipo misto e conoidi da *debris-flow* (Fig. 8.7b). Il Numero di Melton sembra essere, in questo caso, un utile strumento per discriminare le conoidi nelle quali si riconoscono fenomeni di trasporto solido ed in forma iperconcentrata, da quelle in cui il ruolo dei *debris flows* è stato preponderante (Pasuto *et al.*, 1992).

Le conoidi della Classe 3, le più ampie ed i cui bacini coprono superfici maggiori ai 1000000 m², sono caratterizzate da una migliore correlazione. Sembrerebbe perciò che nel caso del medio bacino del F. Mucone, la relazione tra pendenza delle conoidi e Numero di Melton sia più evidente solo per le conoidi più grandi.

Pertanto, contrariamente a quanto verificato in altri contesti ambientali, nel bacino indagato, il solo Numero di Melton non può costituire un utile elemento per la definizione del comportamento del bacino. E' necessario pertanto considerare altri fattori (quali la litologia, la pendenza dei versanti, l'uso del suolo ecc.) ai fini dell'analisi dei singoli bacini imbriferi, della parte inferiore degli alvei e delle conoidi.

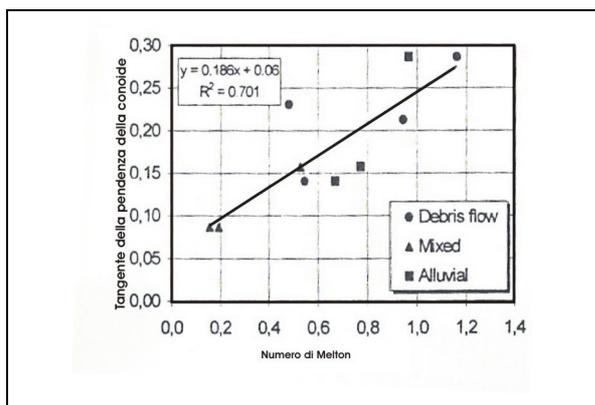


Fig. 8.7a: Rapporto tra la tangente della pendenza ed il Numero di Melton per 10 conoidi del medio bacino del F. Mucone (Parise & Calcaterra, 2000a).

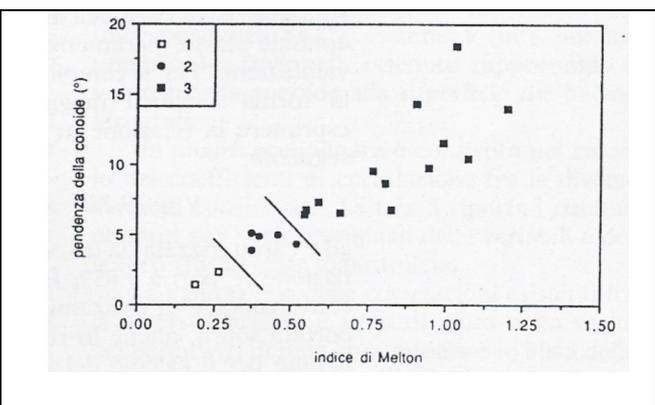


Fig. 8.7b: Classificazione delle conoidi in base alla loro pendenza ed al Numero di Melton (Pasuto *et al.*, 1992): 1) conoidi da trasporto selettivo, 2) conoidi di tipo misto; 3) conoidi da *debris flow*.

8.1.2 Attività delle conoidi dal 1955 ad oggi

Le 32 conoidi mostrano differente evoluzione nell'intervallo temporale esaminato (Fig. 8.8).

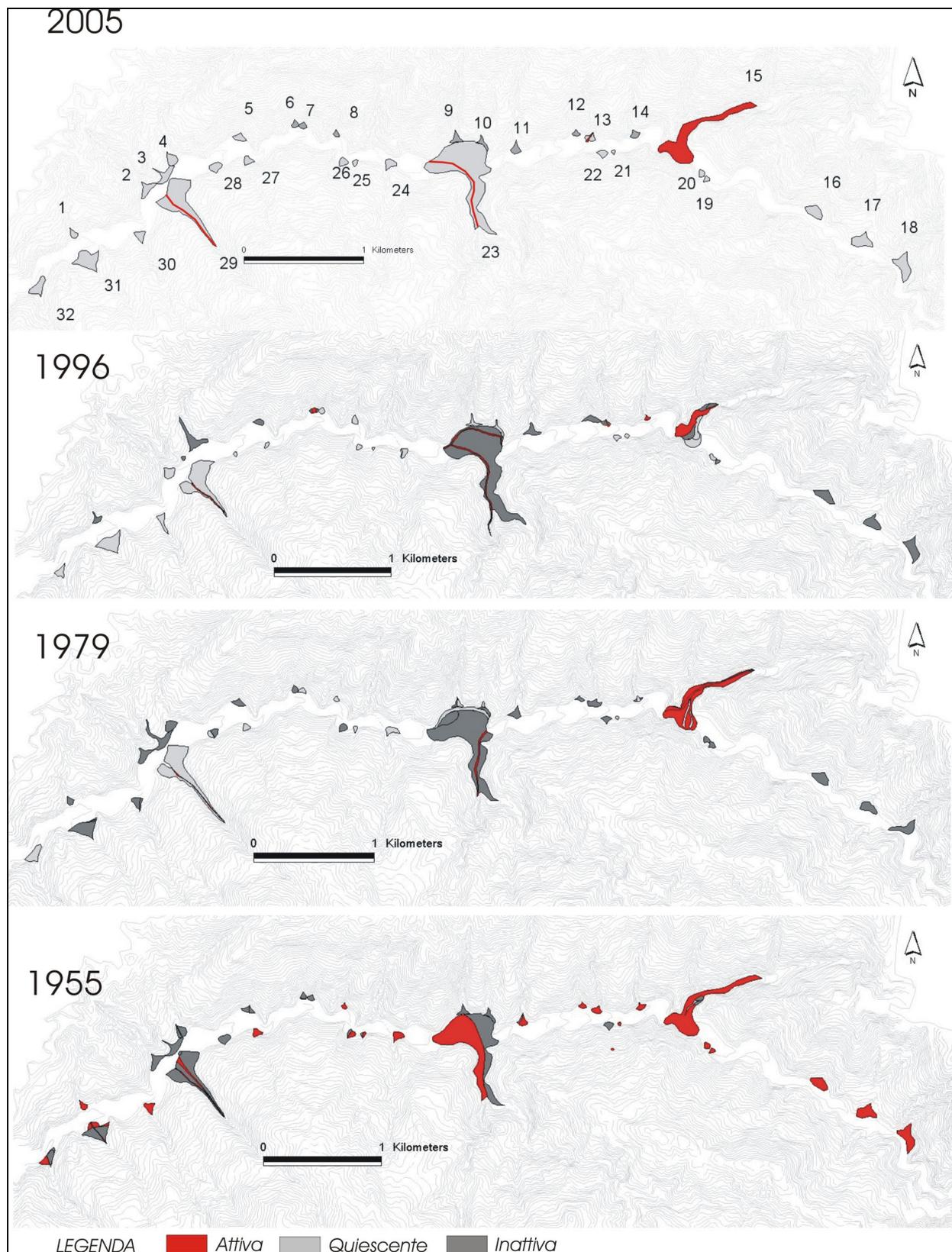


Fig. 8.8: Variazione dell'attività delle conoidi dal 1955 al 2005.

Nel 1955 (Fig. 8.9) il dato evidente è l'attività che caratterizza la maggior parte di esse (56,7%), con una "freschezza" morfologica testimoniata da depositi visibili e da assenza di vegetazione. Nel 1979 la superficie totale interessata da attività subisce un forte calo (19,7%) riducendosi ulteriormente nel 1996 (9,7%). Attualmente la maggior parte delle conoidi risulta stabilizzata (Fig. 8.10 a-b). Solo nel settore prossimo al centro abitato, in particolare alla base del versante esposto a sud, si osservano forme ancora attive (6,7%). Particolarmente dinamica risulta la conoide alla foce del T. Calamo, che tuttora si accresce grazie al continuo apporto di materiale alluvionale.

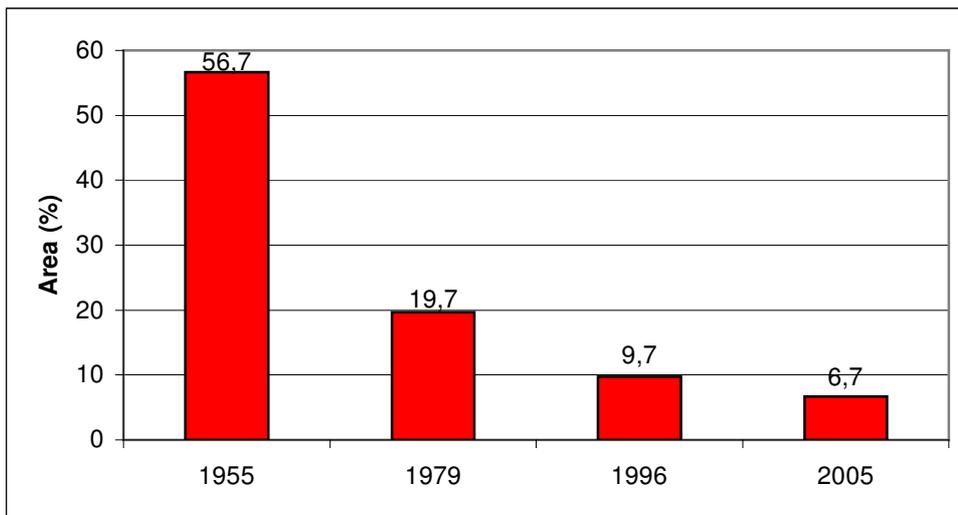


Fig. 8.9: Variazione delle aree attive su conoidi nell'intervallo temporale 1955-2005.



Fig. 8.10 a-b: Esempi di conoide inattiva (a) e quiescente (b).

In effetti, lo studio della vegetazione, importante indicatore dell'evoluzione di queste 32 conoidi, confermerebbe quanto detto sino ad ora. Dal 1955 al 1996 (Fig. 8.11) le aree totalmente prive di vegetazione si riducono notevolmente (da 12,7 a 2,4 ha), mentre tendono ad aumentare le aree con vegetazione erbacea densa, fino ad arrivare alla comparsa di specie arboree nel 1996.

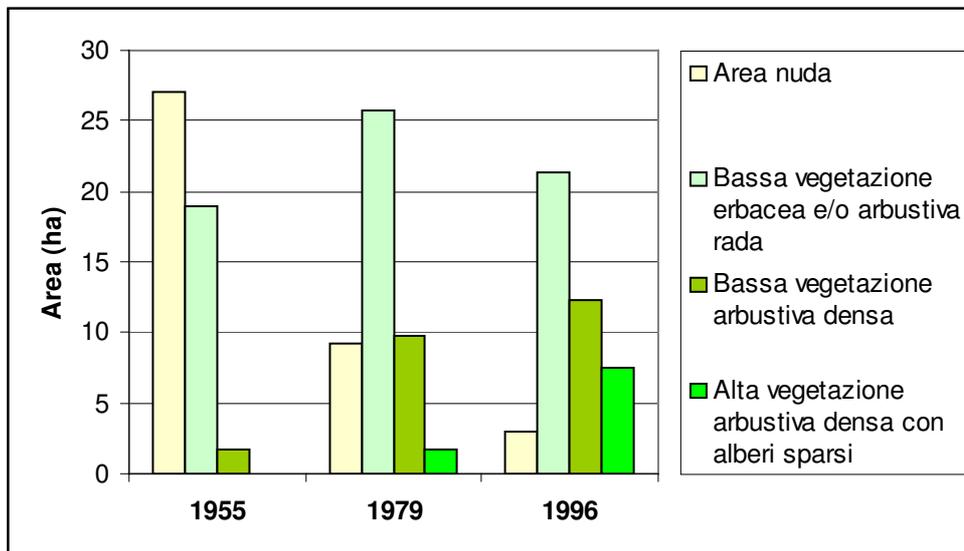


Fig. 8.11: Variazione della copertura vegetale sulle 32 conoidi del medio bacino del F. Mucone dal 1955 al 1996.

8.2 STUDIO DI DETTAGLIO IN UN'AREA-CAMPIONE

8.2.1 Analisi geomorfologiche

Nel medio bacino del F. Mucone è stata considerata una zona rappresentativa dei differenti processi di versante che caratterizzano l'intera area indagata (Fig. 8.12). Infatti, i due versanti dell'area sono interessati da diffusi fenomeni di dissesto con diverso stato di attività. Il fenomeno più noto (*Sackiung* di Serra di Buda) ed evidente si trova sul versante esposto a sud (Fig. 8.12), sul quale si riconoscono corone di frana attive e quiescenti. Molte delle aree in erosione recente sono localizzate nella parte più bassa del versante ed in prossimità di Acri. Sul versante esposto a nord i fenomeni attivi sono meno frequenti e le corone di frana sono generalmente quiescenti o inattive.

Alla base dei versanti dell'area-campione in prossimità del centro abitato, sono state individuate 12 conoidi con dimensioni e stato di attività differente. Il loro *trend* geomorfologico negli ultimi decenni è coerente con lo scenario generale dell'intero bacino. In relazione alla dinamica delle conoidi nel passato, attraverso la fotointerpretazione si può solo supporre la presenza o meno di depositi, ma non la loro natura. L'area totale delle 12 conoidi rimane quasi uguale dal 1955 al 1979 (13.7 e 13.8 ha, rispettivamente), riducendosi a 12.2 ha nel 1996.

I due piccoli bacini-campione, relativi alle conoidi F6 e F9, localizzati rispettivamente sui versanti esposti a sud ed a nord, riflettono la situazione generale dell'intera area di studio (Parise & Calcaterra, 2000b), sia per le loro caratteristiche fisiche che per il *trend* geomorfologico (Fig. 8.13) nell'arco temporale 1955-1996.

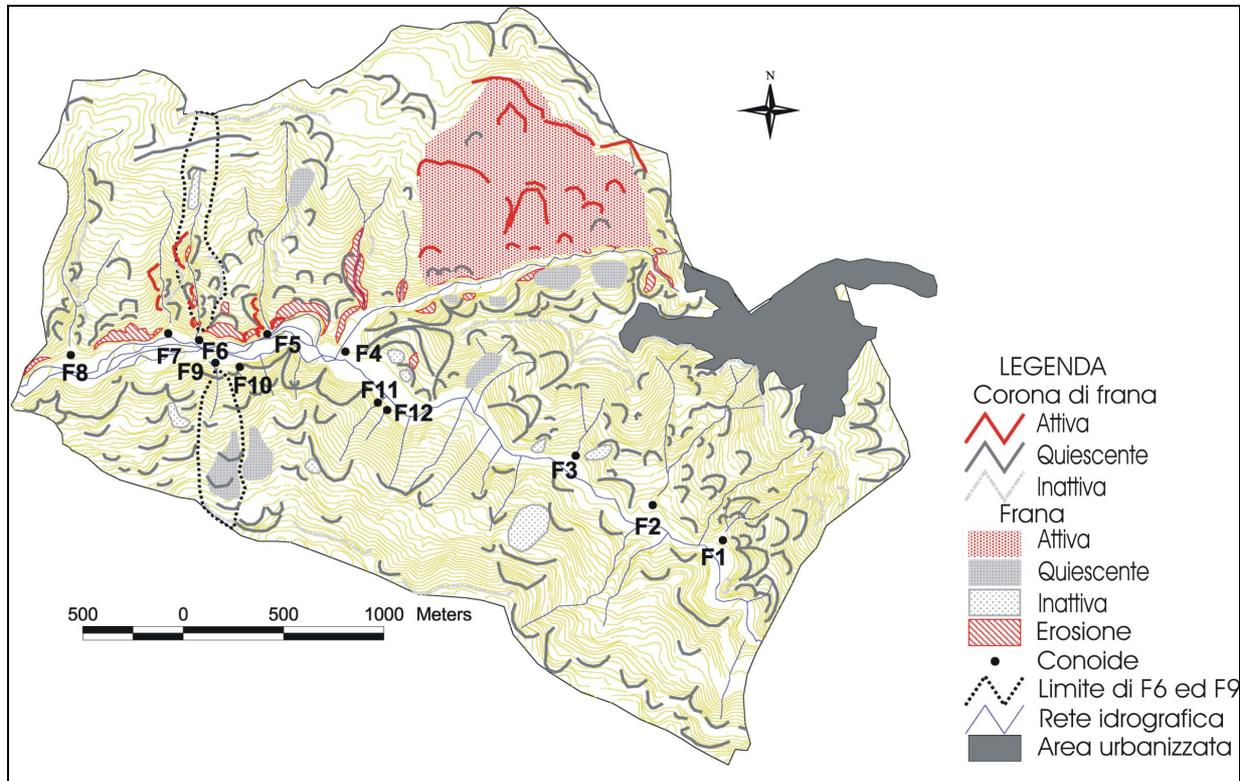


Fig. 8.12: Attività in una porzione dell'area di studio, scelta come campione, in prossimità del centro abitato di Acri.

I fenomeni d'instabilità attivi sono frequenti nel bacino F6, mentre risultano quasi assenti in F9. In F6 sia le corone di frana antiche che recenti persistono dal 1955 al 1996; al contrario, in F9 non sono state rilevate corone attive. Analogamente, l'estensione dell'erosione areale diminuisce significativamente dal 1955 al 1996 in entrambi i bacini, ma in F9 diventa quasi inesistente dal 1979.

Nella parte più alta di F6 soltanto nel 1979 è stata osservata una frana quiescente. In F9 sono stati riscontrati un *debris-flow*, incanalato sul versante occidentale del piccolo bacino nel 1955, ed una frana dimostratasi sempre quiescente nei diversi anni di osservazione. Sia in F6 che in F9 il corso d'acqua ha mostrato una dinamica coerente con l'evoluzione dei bacini, manifestando solo nel 1955 tendenza all'approfondimento.

Differenti storie evolutive riguardano le due rispettive conoidi. F9 sembra stabilizzata dal 1955, mentre F6 mostra una tendenza alla stabilizzazione solo nel 1979; successivamente, in

quest'ultima sono stati riscontrati processi di dissezione e deposizione, che hanno portato alla costruzione di un lobo di recente formazione nel settore orientale della conoide.

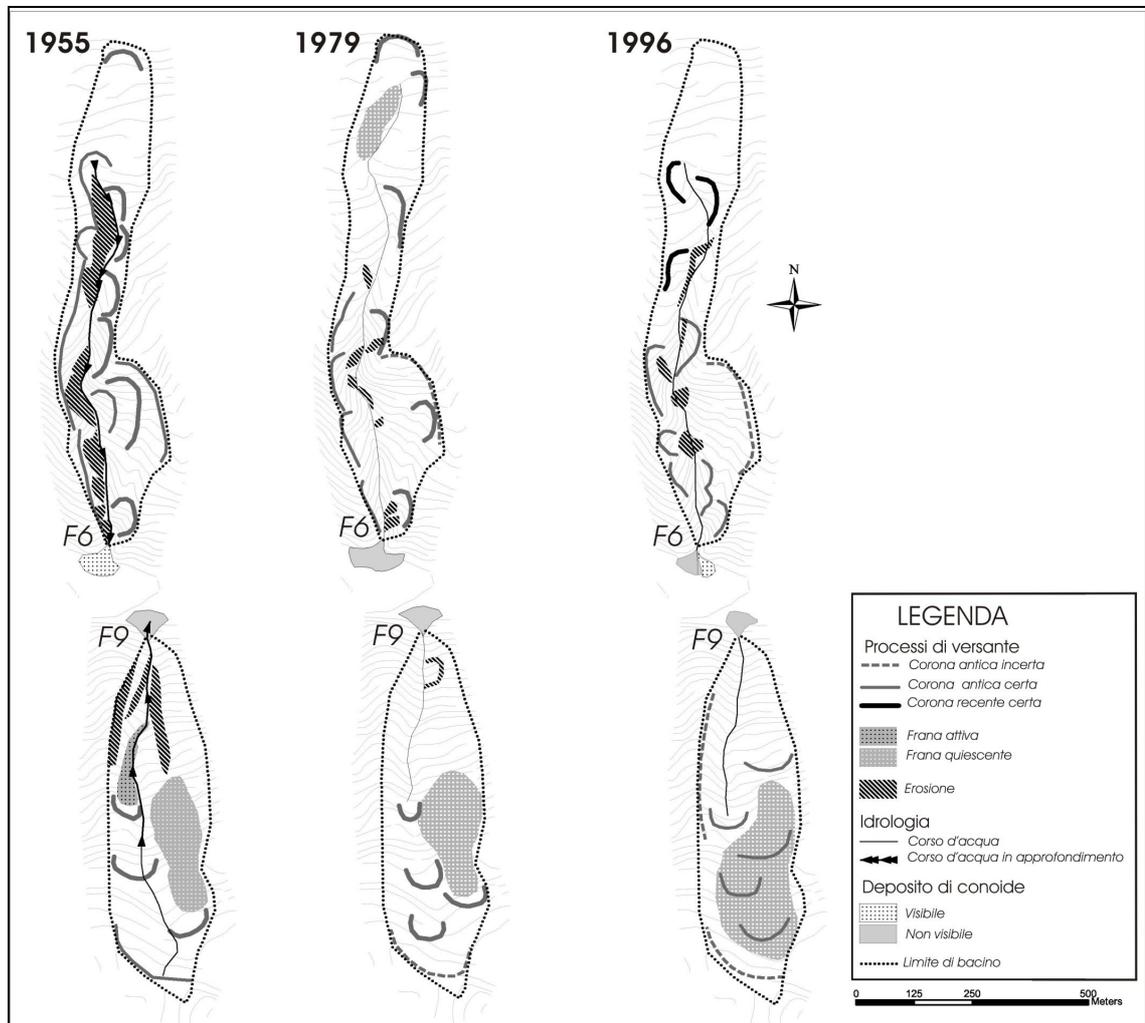


Fig. 8.13: Evidenze geomorfologiche nei bacini F6 ed F9 negli anni 1955, 1979, 1996.

La diffusa instabilità osservata nell'area campione è una caratteristica comune a tutto il versante occidentale del Massiccio della Sila. Tale assetto è dovuto sia all'abbondanza di gneiss fortemente alterati (Cascini *et al.*, 1992b), che all'elevata pendenza dei versanti sui quali la gravità è il principale fattore che mobilita i materiali.

La tipologia di dissesto e la sua distribuzione spaziale sono largamente influenzate da fattori predisponenti (come la pendenza, la litologia, la presenza di faglie e dei relativi sistemi di fratturazione) e fattori discriminanti come l'intensità del *weathering*. Attualmente sul versante esposto a sud dell'area-campione affiorano rocce fortemente alterate, con suoli residuali e saprolite, evidenti specialmente nell'area tra Serra di Buda ed il T. Calamo (Parise & Calcaterra, 1999; Gullà *et al.*, 2004). In tale settore si osservano evidenti tracce di erosione *s.l.* Il fenomeno d'instabilità più recente, come già detto, ha riguardato il versante di Serra di Buda dove si è

riattivata una frana profonda con piano di scorrimento intorno ai 50-60 m dal piano campagna (Gullà *et al.*, 2002) determinando anche una serie di corone più superficiali.

Nell'area investigata, le piogge giocano un ruolo importante nella stabilità dei versanti (Cascini & Versace, 1988; Sorriso-Valvo & Tansi, 1996), poiché accelerano i processi di *weathering* ed incrementano la portata dei torrenti. E' così mobilizzato il materiale già in equilibrio precario negli impluvi e sui versanti. La diffusa instabilità riscontrata nel 1955 è stata determinata da numerosi eventi alluvionali che hanno interessato la provincia di Cosenza nell'inverno 1951-52 (Caloiero & Mercuri, 1980). In questo intervallo temporale le conoidi alla base dei due versanti mostrano chiare evidenze di attività come risposta ai processi morfologici in atto nei bacini a monte.

Attualmente entrambe le conoidi sono state troncate alla loro base dall'azione erosiva delle acque del F. Mucone (Fig. 8.14). F6 è divisa in due parti quasi simmetriche da un canale profondo 1-1,5 m circa e con valle a V.

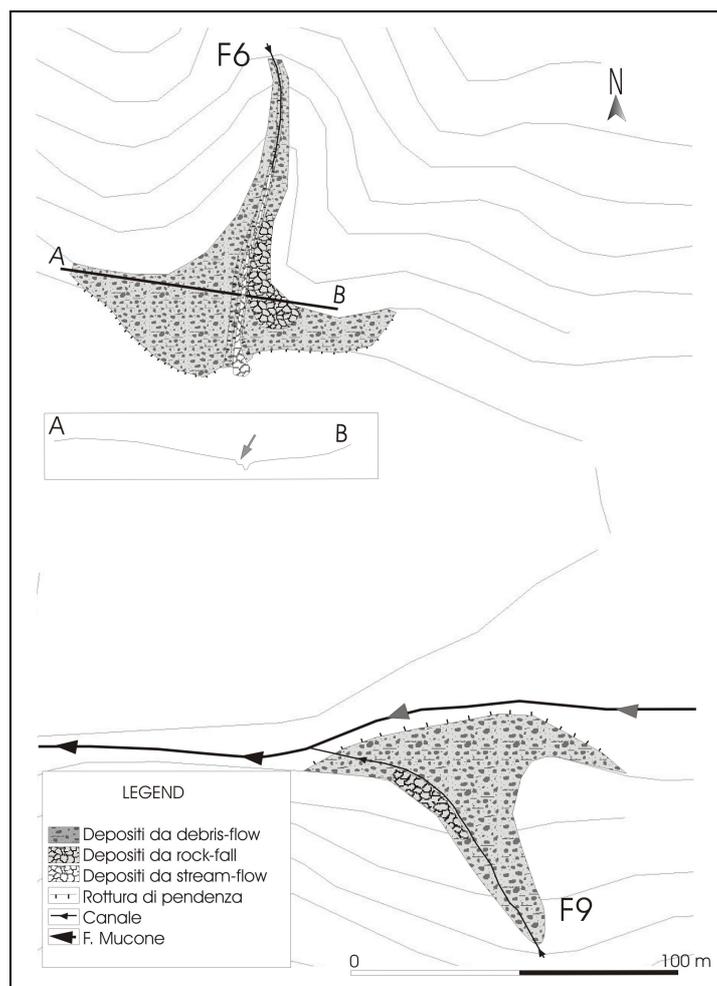


Fig. 8.14: Depositi rilevati e dettagli geomorfologici di F6 e F9.

Nella sezione A-B di F6 si notano alcune rotture di pendenza (Fig 8.15a), evidenti soprattutto sul margine occidentale, che consentono di riconoscere più generazioni di conoidi. La conoide di I generazione sarebbe stata interessata, in una prima fase, da incisione ad opera del corso d'acqua che ha determinato, in parte, la sua distruzione. In seguito, l'apporto di materiale incanalato (dovuto ad una colata detritica) ha contribuito alla formazione di una conoide di seconda generazione. L'ultima fase d'incisione è stata caratterizzata da trasporto solido attraverso il canale e da successiva deposizione di alluvioni nella parte distale della conoide. La conoide F9, come dimostrano le foto-aeree del 1996, persiste in una condizione di stabilità (Fig. 8.15b).

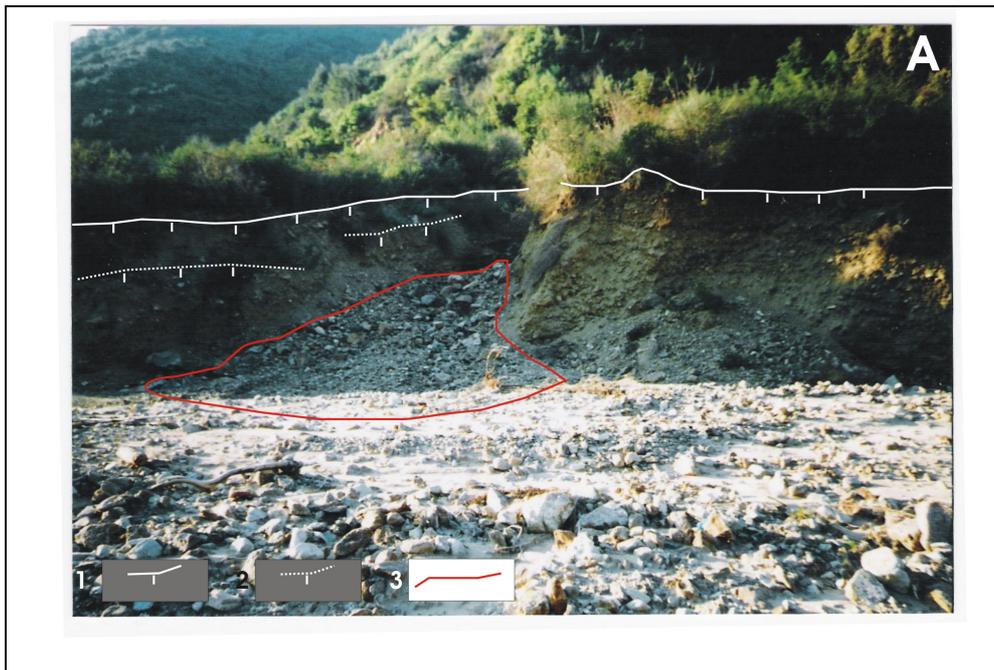


Fig. 8.15a: Vista frontale della conoide F6. 1) Rottura di pendenza della I generazione; 2) Rottura di pendenza della II generazione; 3) Lobo attivo.

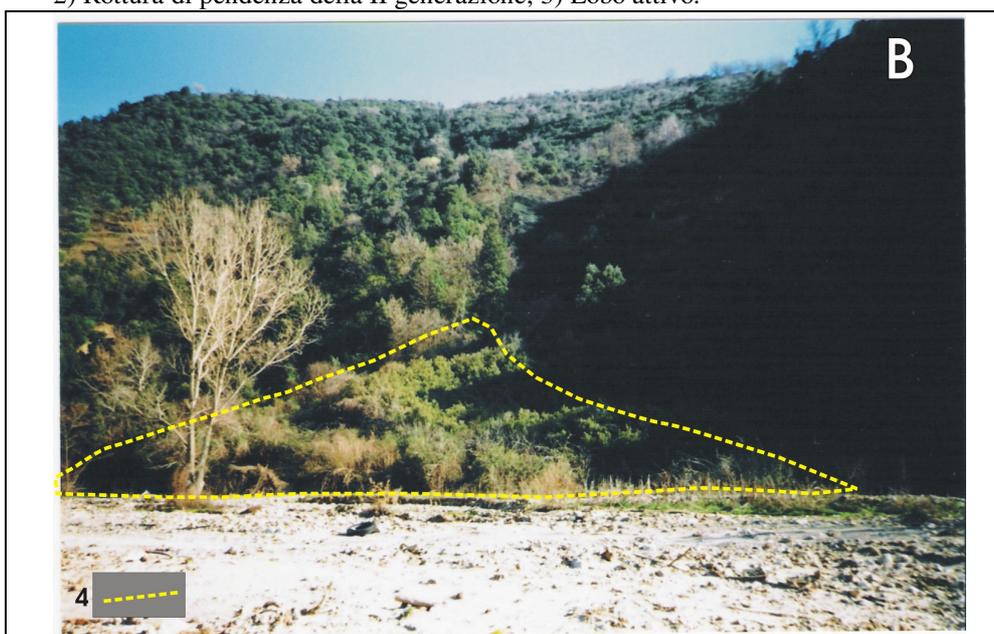


Fig. 8.15b: Vista panoramica della conoide F9 interamente coperta da vegetazione. 4) Limite della conoide.

Le caratteristiche sedimentologiche sono simili nelle due conoidi. In entrambe, i depositi sono di natura metamorfica e derivano da processi gravitativi (depositi da *debris-flow* e da *rock-fall*) e trattivi (depositi da *stream-flow* e da *sheet-flow*). In entrambe le conoidi si trovano depositi di *rock-fall* che consistono in due lobi, prossimi al canale; depositi “freschi” da *stream-flow* si trovano soltanto in F6.

Le sezioni rivelano la presenza di depositi da *debris-flow* (Fig. 8.16) ad alta viscosità (*DF*) ed a bassa viscosità (*df*) (Fig. 8.17 a-b) in entrambe le conoidi F6 ed F9.

I *DF* sono caratterizzati da una struttura matrice-supportata. Questi depositi, mal classati, eterometrici e prevalentemente angolari, non sono stratificati e spesso mostrano una gradazione inversa. La granulometria dei clasti raggiunge anche le dimensioni dei blocchi (1 m circa).

Il passaggio ai *df* è graduale; in questi depositi la gradazione prevalente è normale, ma a volte è stata osservata anche quella inversa. I clasti sono usualmente angolari ed immersi in una matrice più classata dei *DF*. Nella conoide F9, gli *sheet-flow* sono contraddistinti da embriciatura e sono spessi qualche centimetro.

Alla base delle conoidi si rileva spesso del *talus*, materiale altamente immaturo (Fig. 8.16b) la cui presenza è indice di frequenti fenomeni di scalzamento ad opera delle piene del F. Mucone.



Fig. 8.16: Tipico deposito da *debris-flow*.

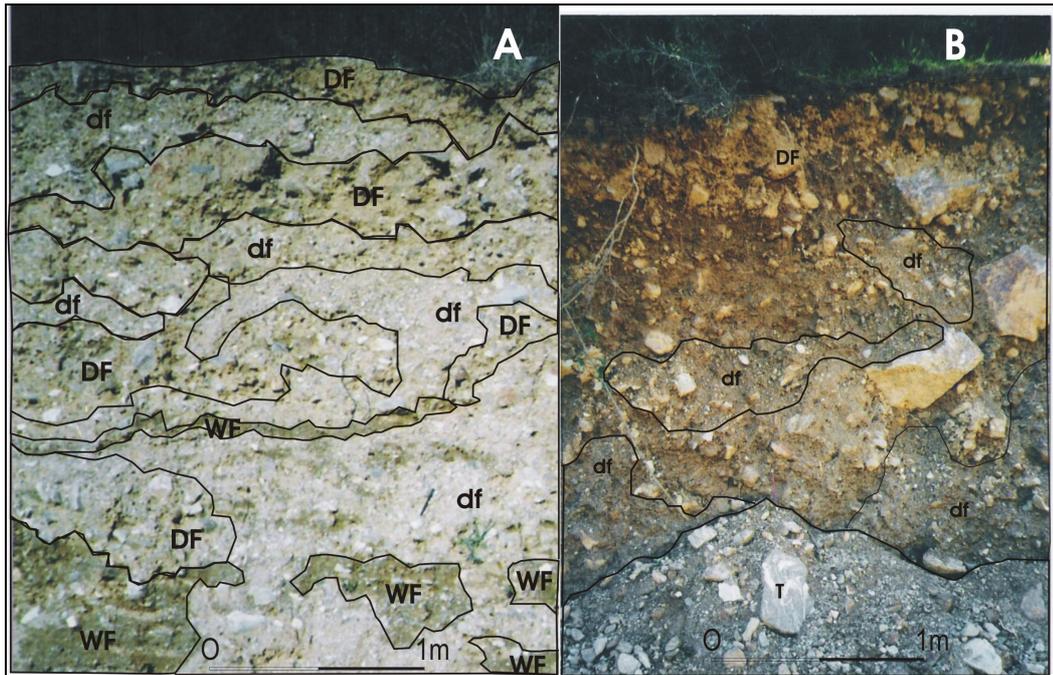


Fig. 8.17: (a) Sezione delle conoidi F6 e (b) F9. *DF*): depositi da *debris flow* ad alta viscosità; *df*): depositi da *debris flow* a bassa viscosità; *WF*) depositi da *sheet-flow*; *talus* (*T*).

Le sezioni delle due conoidi mostrano *pattern* differenti tra nord e sud.

Ad esempio, la rottura di pendenza che caratterizza la sezione di F6 evidenzia più fasi di deposizione ed incisione denotando la presenza di più generazioni di conoide. Tale morfologia indica una rapida e ciclica dinamica legata al regime torrenziale dei corsi d'acqua (Parise & Calcaterra, 2000a). La presenza di depositi da *sheetflow* nella conoide esposta a sud è tipica di bacini in cui i processi principali sono legati all'azione dell'acqua che tende a trasportare il materiale più fine originando erosione laminare. Questo tipo di fenomeno è strettamente dipendente dalla natura e dall'intensità del *weathering* ed è responsabile della rimozione di materiale limoso-argilloso dall'apice alla base della conoide (Blikra & Nemeč, 1998).

Le caratteristiche sedimentologiche di entrambe le conoidi testimoniano processi misti o da *debris-flow*, variando in tipologia, ciclicità e spessore (Parise & Calcaterra, 2000b). I depositi ad alta (*DF*) ed a bassa viscosità (*df*) sono entrambi processi massivi che coinvolgono spesso *colluvium* (Blikra & Nemeč, 1998), suoli residuali e rocce completamente alterate (G.C.O., 1984a,b). L'acqua gioca un ruolo discriminante: nei *DF* innesca l'evento e ne favorisce la mobilità, nei *df* opera anche una significativa selezione. I processi deposizionali, perciò, dipendono dall'intensità del *weathering* e dal volume di materiale a disposizione.

8.2.2 Caratteristiche ed evoluzione della vegetazione sulle conoidi

a) Evoluzione della vegetazione ed analisi di campioni per indagini dendrocronologiche

La copertura vegetale attuale è quasi ininterrotta e comprende un mosaico di zone eterogenee, differenti in struttura e composizione floristica, sia tra le due conoidi investigate che nell'ambito di ognuna di esse (Tab. 8.2). Sulla conoide F9 la copertura mostra più spiccate caratteristiche di tipo forestale, con prevalenza di alti arbusti (fino a 4-5 m) a dominanza di *Erica arborea*, cui si associano, principalmente sui margini est ed ovest, *Crataegus monogyna*, *Phillyrea latifolia* e specie arboree come *Quercus ilex* e *Fraxinus ornus*. Si ritrovano frequentemente anche rigogliosi festoni di liane come *Clematis vitalba*. Nella zona centrale del corpo della conoide sono stati riscontrati estesi gruppi di *Rubus* sp., oltre ad evidenti tracce (bruciature sui tronchi) di un incendio relativamente recente (5-10 anni?).

Su F6 si osservano comunità vegetali meno evolute. Le formazioni più frequenti sono rappresentate da arbusteti di altezza raramente superiore a 2 m, dominati da *Erica arborea* e *Spartium junceum*. Sono raramente presenti sporadici individui di leccio, che però hanno un aspetto arbustivo. Risultano ricorrenti, inoltre, specie post-incendio come *Cistus* spp. e *Calicotome infesta*; dove affiorano depositi alluvionali spesso si rinviene *Dittrichia viscosa*.

	SPECIE	(F6)		(F9)	
		Copertura (%)	Altezza pianta (m)	Copertura (%)	Altezza pianta (m)
Alberi	<i>Quercus ilex</i> <i>Fraxinus ornus</i>	<1	2-3	1-5 1-5	6-7 5-7
Arbusti alti	<i>Erica arborea</i> <i>Phillyrea latifolia</i> <i>Crataegus monogyna</i> <i>Rhamnus alatenus</i> <i>Pistacia terebinthus</i> <i>Arbutus unedo</i>	41-60 <1 <1	1.5-2 1.5-2.5 1.5-2	61-80 1-5 5-20 <1	3-4 1.5-2 4-5 2-3
Arbusti bassi	<i>Spartium junceum</i> <i>Rubus</i> sp. <i>Cytisus triflorus</i> <i>Cistus monspeliensis</i> <i>Cistus salviaefolius</i> <i>Calicotome infesta</i> <i>Psoralea bituminosa</i> <i>Dittrichia viscosa</i> <i>Rosa sempervirens</i>	21-40 41-60 5-20 5-20 1-5 1-5 5-20	1.5-2 0.5-1.5 0.5-1 1-2 0.5-1 0.5-1 -	5-20 41-60 1-5	2-3 1.5-2 1.5-2 -
Liane	<i>Clematis vitalba</i>			5-20	-

Tab. 8.2: Caratteristiche delle principali specie presenti sulle conoidi F6 e su F9.

Un dato particolarmente significativo è la forte predominanza di aree nude (93% del totale) nel 1955 (Fig. 8.18). Questo valore diminuisce gradualmente nel 1979, fino ad arrivare al 19.8% nel 1996. Si registra, inoltre, un incremento di comunità più complesse, come associazioni con vegetazione rada di basse erbe e/o arbusti e arbusteti densi, che nel 1979 coprivano 4.5 ha (32.7%) e 1.1 ha (7.7%), rispettivamente. E' interessante notare, nel 1996, un certo incremento, fino ad 1.6 ha (13.2%), di aggruppamenti più evoluti, rappresentati da copertura arbustiva densa, con alberi sparsi.

Questa dinamica successionale in costante progressione sembra molto più rapida e consistente sul versante esposto a nord rispetto quello a sud. In accordo con tale tendenza, e con quanto riportato precedentemente, dal 1955 al 1996 l'attività delle conoidi ha mostrato una progressiva riduzione, fino alla quasi completa stabilizzazione; questo andamento è molto più accentuato nelle conoidi esposte a nord.

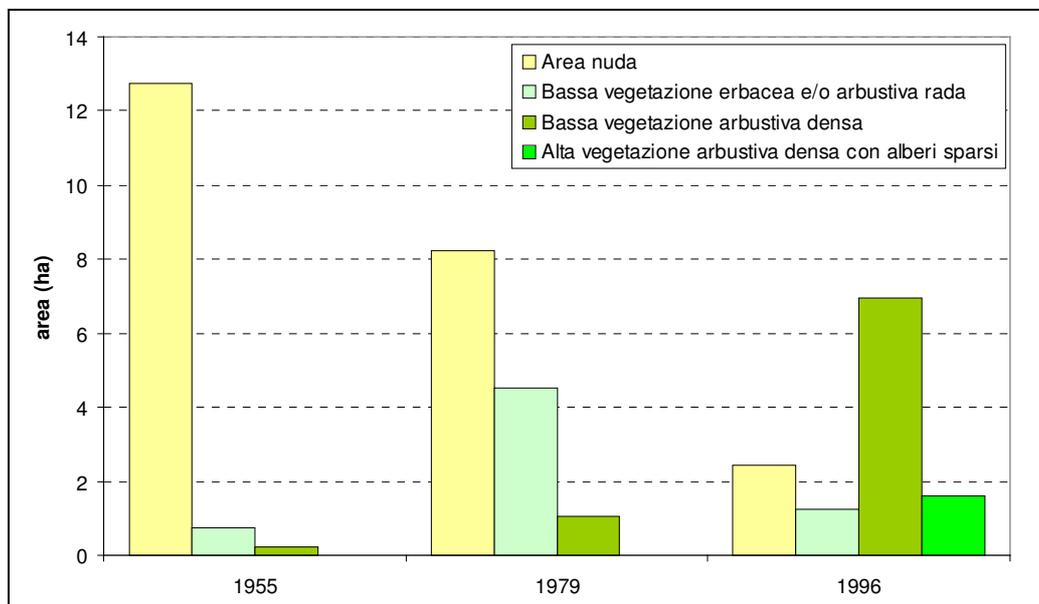


Fig. 8.18: Variazione della vegetazione sulle dodici conoidi (da F1 ad F12) nei pressi di Aciri dal 1955 al 1996.

Dall'interpretazione delle foto aeree nell'intervallo temporale 1955-1996, possono essere ricavati i dati sulla vegetazione e si possono evincere informazioni sui processi di colonizzazione e/o l'evoluzione delle comunità vegetali. Come mostrato in precedenza, dal punto di vista puramente fisionomico, la storia successionale tra F6 ed F9 mostra *patterns* diversi (Fig. 8.19).

F6 era completamente nuda nel 1955, mentre nel 1979 è stata individuata una densa copertura arbustiva quasi continua. Nel 1996 persistevano ancora bassi arbusti, ma l'arrivo di depositi freschi sul corpo della conoide ha determinato la formazione di nuove zone nude. Al contrario, F9 è stata sempre popolata fin dal 1955 da gruppi con diverso stadio di maturità. Formazioni rade di basse erbe e/o arbusti sono risultati il tipo dominante, ma sono stati rilevati anche

popolamenti arbustivi densi di altezza variabile, con alberi sparsi. Le aree nude e gli arbusti sparsi sono diventati completamente assenti nel 1979; la copertura si è trasformata nel 1996 in una fitta copertura arbustiva con alberi sull'intera conoide.

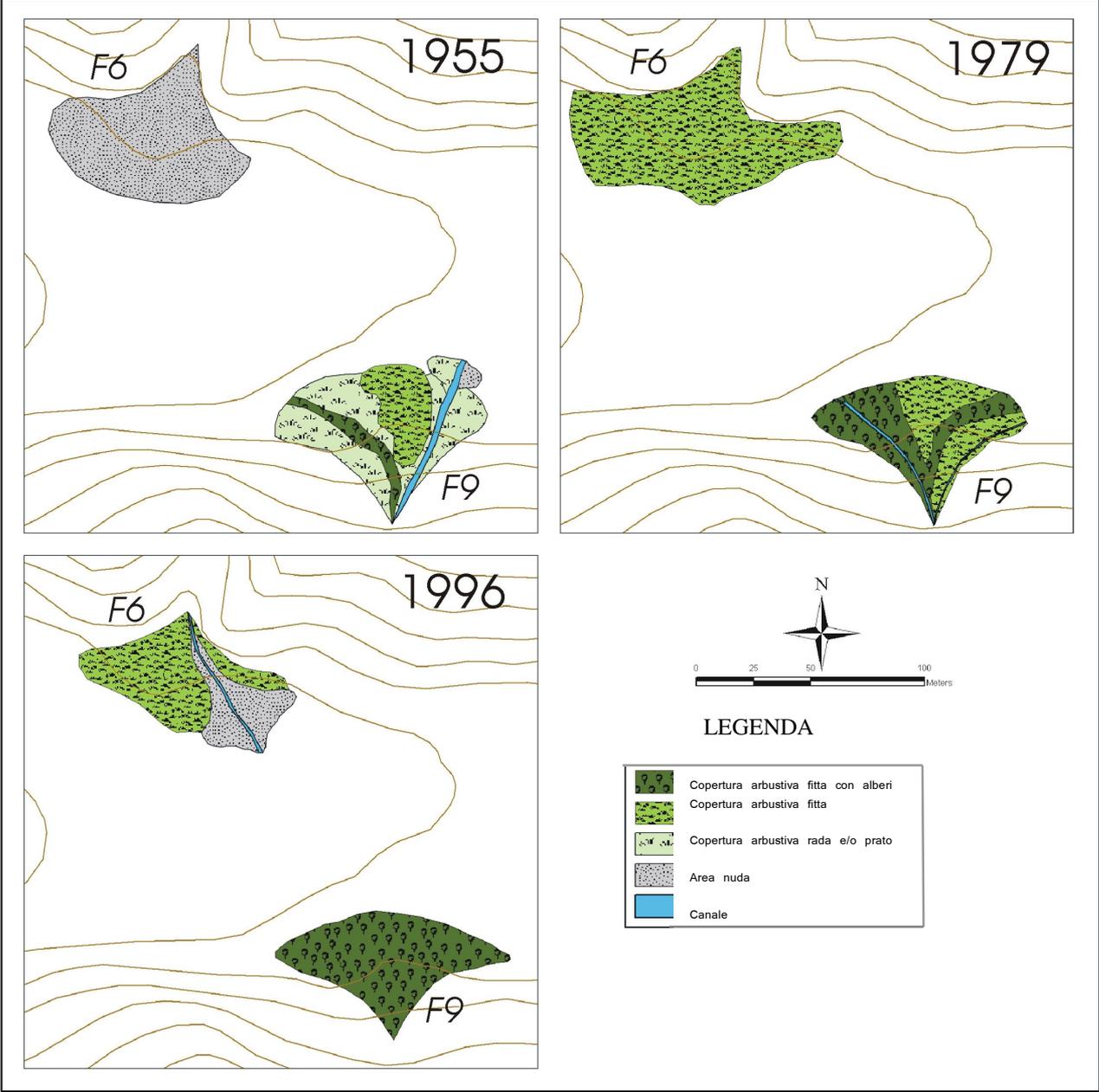


Fig. 8.19: Evoluzione della vegetazione sulle due conoidi F6 ed F9 dal 1955 al 1996.

Il *trend* descritto precedentemente trova un certo riscontro nello studio sull'età delle piante effettuato sui campioni di arbusti ed alberi prelevati sulle due conoidi (Tab. 8.3). E' stato, infatti, osservato che sulla conoide esposta a sud (F6) le specie sono più giovani rispetto alle stesse rilevate sul versante opposto. Ad esempio *Pistacia terebinthus* è ben rappresentata su entrambe le conoidi, ma mentre su F6 gli individui campionati mostrano un'età di 12 anni circa, su F9 gli individui della stessa specie presentano un'età compresa tra 14 e 23 anni. Un altro aspetto interessante da segnalare è la presenza di *Quercus ilex*, specie arborea, rilevata soltanto su F9; la sua età è più elevata rispetto a quella di tutte le altre specie campionate sulle due conoidi.

SPECIE	CONOIDE F6		CONOIDE F9	
	età	n. piante	età	n. piante
<i>Pistacia terebinthus</i>	12	3	14-23	3
<i>Crataegus monogyna</i>	-	-	20	1
<i>Erica arborea</i>	10-18	3	18-30	4
<i>Spartium junceum</i>	10-17	3	-	-
<i>Arbutus unedo</i>	13	1	-	-
<i>Quercus ilex</i>	-	-	35-38	1

Tab. 8.3: Età delle piante campionate sulle due conoidi

b) Carte di uso del suolo

Il bacino del F. Mucone è stato caratterizzato da evidenti cambiamenti di uso del suolo dal 1955 al 1996. Il *trend* generale mostra un ampliamento delle comunità naturali e seminaturali a danno delle aree agricole, che si riducono notevolmente (Fig. 8.20). Il seminativo e le colture permanenti diminuiscono gradualmente dal 14.9 e dal 25.5%, nel 1955, al 2.7 e 7.6%, rispettivamente, nel 1996 (Tab. 8.4, Fig. 8.21).

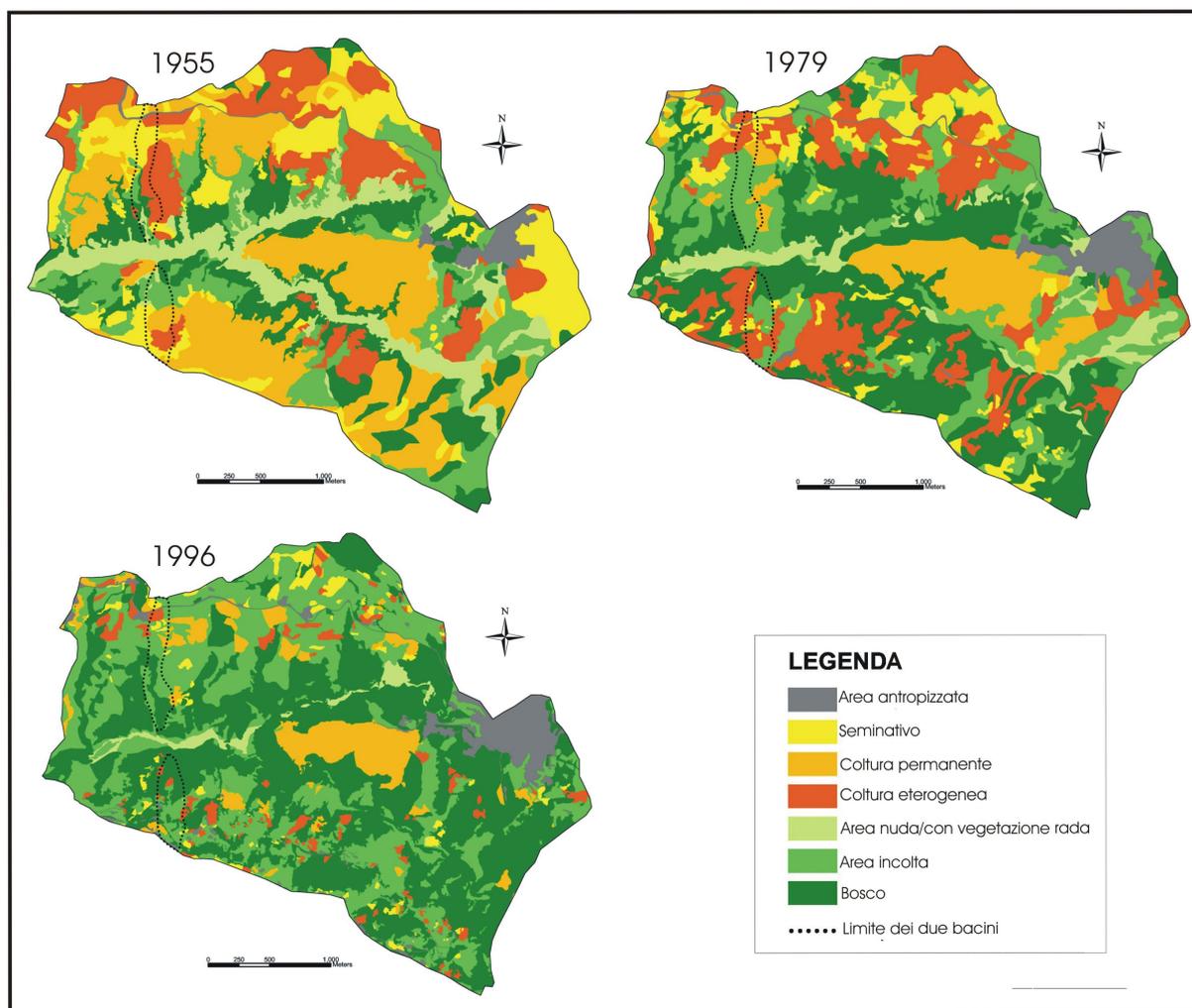


Fig. 8.20: Evoluzione dell'uso del suolo dal 1955 al 1996 nell'area-campione.

USO DEL SUOLO	1955		1979		1996		Differenza 1955-1996
	ha	%	ha	%	ha	%	
<i>Area antropizzata</i>	21.4	2.2	36.4	3.8	54.4	5.6	+154.0
<i>Coltivo</i>	144.7	14.9	86.2	8.9	26.4	2.7	-81.8
<i>Coltura permanente</i>	247.6	25.5	91.5	9.4	73.3	7.6	-70.4
<i>Coltura eterogenea</i>	136.2	14.0	180.6	18.6	34.3	3.5	-74.8
<i>Area nuda/vegetazione rada</i>	109.6	11.3	49.9	5.1	14.0	1.4	-87.3
<i>Area incolta</i>	145.7	15.0	206.3	21.3	315.8	32.5	+116.7
<i>Bosco</i>	165.5	17.1	319.9	33.0	452.7	46.6	+173.5
totale	970.8	100.0	970.8	100.0	970.8	100.0	--

Tab. 8.4: Variazioni delle zone con diverso uso del suolo nell'area-campione dal 1955 al 1999.

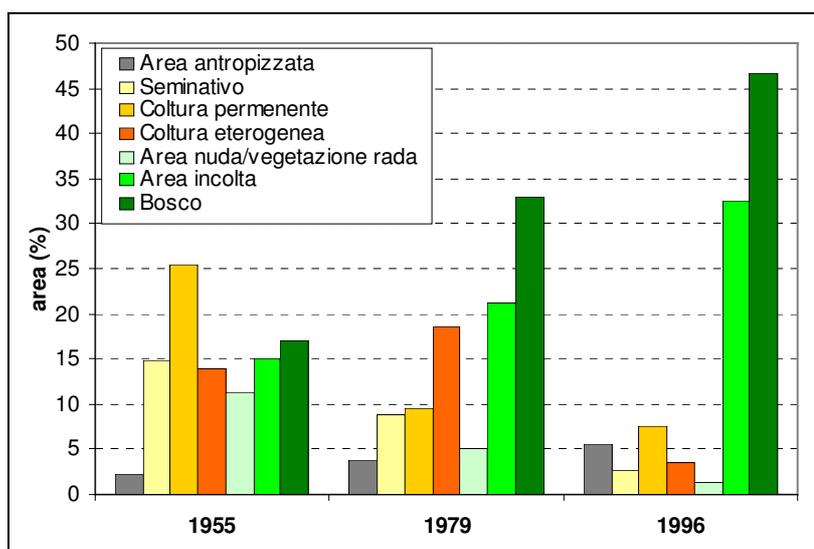


Fig. 8.21: Variazione delle categorie di uso del suolo nell'area-campione.

Anche le aree agricole eterogenee tendono a diminuire (dal 14.0% al 3.5%), anche se è stato riscontrato un incremento intermedio nel 1979. Al contrario, gli arbusteti ed i boschi aumentano costantemente; nel periodo esaminato la loro area diviene più che raddoppiata, fino a raggiungere il 79.1%. È interessante osservare anche che le zone naturali nude o con scarsa vegetazione (per esempio formazioni termofile, tipiche di dune o pendii scoscesi, frequentemente disturbate dall'erosione) sono diminuite drasticamente da 11.3 a 1.4%. Inoltre, i boschi cedui non sono più utilizzati da alcuni decenni, per cui non avviene più la periodica interruzione della copertura forestale nelle aree interessate dalle utilizzazioni. Invece, gli incendi boschivi sono probabilmente diventati un fattore di disturbo di incidenza sempre crescente negli ultimi anni, come appare testimoniato da innumerevoli segni di reiterati incendi riscontrati in vaste aree, soprattutto nel versante esposto a sud.

Dal punto di vista della dinamica successionale, i processi progressivi sono risultati i più diffusi (Fig. 8.22). In particolare, la dinamica progressiva di tipo 1a, cioè transizione da sistemi agricoli verso formazioni vegetali naturali, è stata prevalente (38.1% dell'intera area) (Fig. 8.23). Ma è rilevante anche il fenomeno di dinamica progressiva di tipo 1b (19.4%), caratterizzata dal passaggio da comunità naturali meno mature a sistemi più complessi.

L'uso del suolo è rimasto praticamente immutato su un'area di 282 ha (28%), che include principalmente boschi, arbusteti e uliveti. La dinamica regressiva ha interessato, invece, solo piccole percentuali (6.7% del totale) dell'area esaminata.

Dal 1955 al 1996 la dinamica della vegetazione è stata particolarmente significativa. E' evidente come le aree nude siano diminuite su entrambe le conoidi e nell'alveo del fiume, aumentando la condizione di stabilità. Infatti, nonostante l'evoluzione della vegetazione sulle conoidi abbia mostrato una certa eterogeneità nello spazio e nel tempo, i *pattern* strutturali denotano una chiara evidenza verso la generale stabilizzazione.

Sulle conoidi, la dinamica della vegetazione dipende dalla maturità del substrato e da una serie di fattori strettamente ecologici (topografia, disturbi antropici, ecc.). L'organizzazione spaziale di ogni specie è collegata alcune volte alle caratteristiche morfologiche, sedimentologiche, idrologiche e pedologiche della conoide. Infatti le conoidi spesso sono ambienti ghiaiosi con suoli secchi e drenati e l'umidità abbonda solo lungo il canale. Come osservato in alcuni contesti (Gómez-Villar *et al.*, 1994), i settori ben drenati usualmente diventano dominio di xerofille, come si può vedere sul versante esposto a sud in cui si registrano temperature maggiori. Le caratteristiche del sito condizionano perciò sia lo sviluppo di particolari specie sia la crescita delle piante appartenenti alla stessa specie (dimensioni più ridotte o più sviluppate degli individui).

La presenza di piante come *Ditricchia viscosa*, tipica specie pioniera di alvei fluviali e suoli instabili (Brullo *et al.*, 2004), è coerente con le diverse fasi di incisione e deposizione riscontrate in F6. Inoltre la presenza di *Cistus* spp. e di *Calicotome infesta* rivela la frequente presenza di incendi che influenzano l'ecosistema ed i processi di versante. Attualmente il più evidente effetto d'incendio è la distruzione della copertura vegetale e la notevole alterazione delle successioni ecologiche. L'avvento del fuoco produce inoltre cambiamenti fisici e chimici nel suolo, variando le proprietà mineralogiche e tessiturali e formando dei livelli superficiali di strati idrofobici (Calvo & Cerdà, 1994). Queste modificazioni del suolo sono estremamente importanti poichè accelerano i fenomeni di frana e di erosione (Helvey *et al.*, 1985; Scott, 1997; Martínez Ruiz, 2000).

Alla scala del bacino, la variazione di uso del suolo degli ultimi cinquanta anni, caratterizzata da un'evidente dinamica progressiva, riflette la diminuzione dei dissesti. E' noto, infatti, che la copertura vegetale complessa riduce il tasso d'erosione e la produzione di sedimento (Wischmeier & Smith, 1978; Trimble, 1990; Hill & Peart, 1998; Dunjón *et al.*, 2003). I cambiamenti socio-economici e le conseguenti dinamiche di uso del suolo hanno perciò determinato fenomeni tra loro anche contrastanti: se da un lato la dinamica progressiva ha favorito la tendenza alla stabilizzazione, dall'altro ha aumentato la suscettibilità agli incendi.



Fig. 8.22: Dinamica dell'uso del suolo dal 1955 al 1996 nell'area-campione.

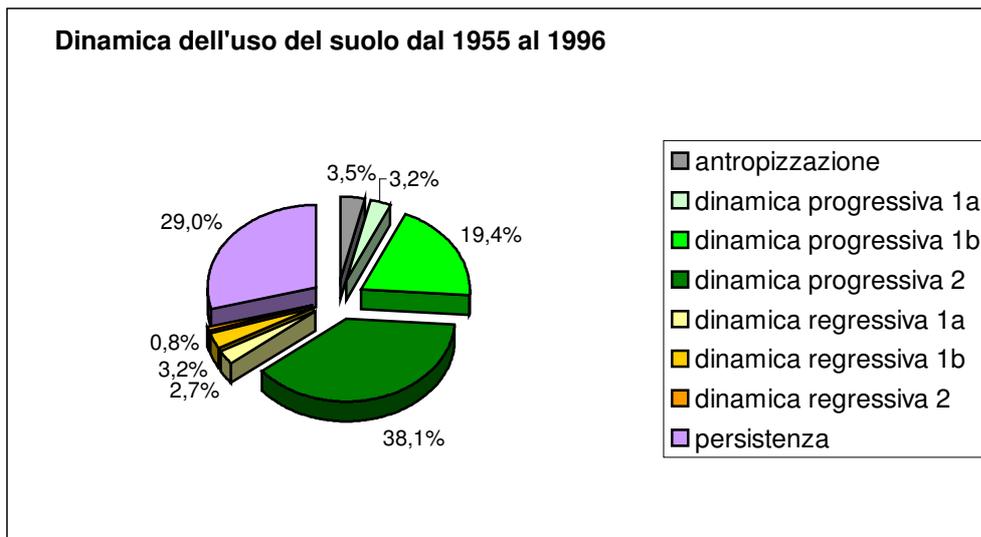


Fig. 8.23: Dinamica dell'uso del suolo nell'area-campione.

CAPITOLO 9

VALUTAZIONE DELLA SUSCETTIBILITA' DA FRANA NEL MEDIO BACINO DEL F. MUCONE

9.1 APPLICAZIONE DI SINMAP

Il medio bacino del F. Mucone risulta modellato da fenomeni erosivi e franosi di differente età ed entità. La franosità relitta si concentra soprattutto nella porzione a sud dell'area indagata, mentre i processi più recenti si rilevano sui versanti che bordano la valle principale ed in particolare nei pressi del centro abitato di Acri.

Il territorio esaminato è, quindi, soggetto a frane che hanno causato sia nel passato che in epoche recenti gravi danni. A causa della ricorrenza di questi eventi si è ritenuto opportuno effettuare una valutazione della suscettibilità, che rappresenta il primo livello di conoscenza necessario per l'identificazione del rischio-frana.

Le frane utilizzate per l'applicazione di SINMAP sono solo una parte (10.5%) di quelle totali censite, poiché il modello opera su frane superficiali; si tratta comunque di un numero abbastanza rilevante di eventi (137 frane). Nel caso del bacino del Mucone i fenomeni considerati hanno coinvolto spessori inferiori al metro e sono classificati come scorrimenti traslativi o scorrimenti evolventi in colate.

Il primo passo è stato la costruzione del DEM, ricavato dal TIN¹, sul quale si sono sovrapposte le frane censite. Tale operazione è consistita nel posizionamento di punti che corrispondono alle zone di distacco.

Si è passati, poi, all'individuazione dei parametri geotecnici (Tab. 9.1) per i quali si è fatto riferimento alle esperienze in corso a cura di Gullà (*com. pers.*).

Considerando trascurabile il valore di c_r (coesione delle radici), vengono di seguito riportati i valori della coesione (c), dell'angolo di attrito (ϕ) e della densità del suolo (ρ_s) inseriti nel modello.

¹ Rete irregolare di triangoli, modello tridimensionale del terreno generato a partire da un insieme sparso di punti quotati.

c max (N/m ²)	c min (N/m ²)	φ (°)	ρs (KgN/m ³)
100000	15000	35°	2100

Tab. 9.1: Parametri geotecnici adottati per l'applicazione di SINMAP (Gullà, *com. pers.*).

Dalle combinazioni dei valori della coesione e della profondità della superficie si possono ricavare altrettanti valori finali (Tab. 9.2) del parametro adimensionale, già citato in precedenza, C, che rappresenta il rapporto tra la coesione ed il prodotto tra la densità del suolo, la profondità della superficie di rottura e la forza di gravità (cfr. cap. 5).

	Per c max H (1 m)	Per c min H (1 m)
C	2,38	0,35

Tab. 9.2: Valori finali del parametro adimensionale C utilizzato, con T ed R, per il calcolo della stabilità.

Per definire l'indice di stabilità bisogna, come detto, considerare anche il fattore T/R in cui T è la trasmissività ed R è la precipitazione efficace (data dalla differenza tra la precipitazione totale e l'evapotraspirazione).

Per ricavare i valori massimi e minimi di T si sono considerate alcune prove di permeabilità dalle quali è stato possibile risalire a T max e a T min (Tab. 9.3).

T min m ² /sec	T max m ² /sec
$2,1 \times 10^{-4}$	$1,5 \times 10^{-3}$

Tab. 9.3: Dati ricavati da prove di permeabilità Lugeon eseguite nei pressi della Frana di Serra di Buda, Acri (Gullà, *com. pers.*).

Il calcolo relativo alla precipitazione efficace (R), come noto, è più complesso poiché la precipitazione effettiva è legata all'evapotraspirazione dalla seguente relazione:

$$P_t \text{ (precipitazioni totali)} = R \text{ (precipitazioni effettive)} + E_r \text{ (evapotraspirazione)}$$

Quindi, per ottenere i valori di pioggia effettiva sono stati sottratti ai quantitativi di pioggia totale quelli relativi all'evapotraspirazione.

La valutazione dell'evapotraspirazione è stata eseguita in base ai dati di precipitazioni medie annue disponibili (nell'arco temporale che va dal 1920 al 1970), ottenute dai tabulati dell'IRPI. I valori di temperatura media annua della stazione più vicina all'area in esame sono stati ottenuti mediante estrapolazione attraverso la costruzione di una retta di regressione (Fig. 9.1) utilizzando più stazioni termometriche al di fuori dell'area d'interesse. La retta di regressione T (°C)/h (m) è stata ricostruita attraverso l'extrapolazione dei valori relativi alle stazioni di Trenta, Cosenza, Camigliatello, Cecita e Torano Scalo.

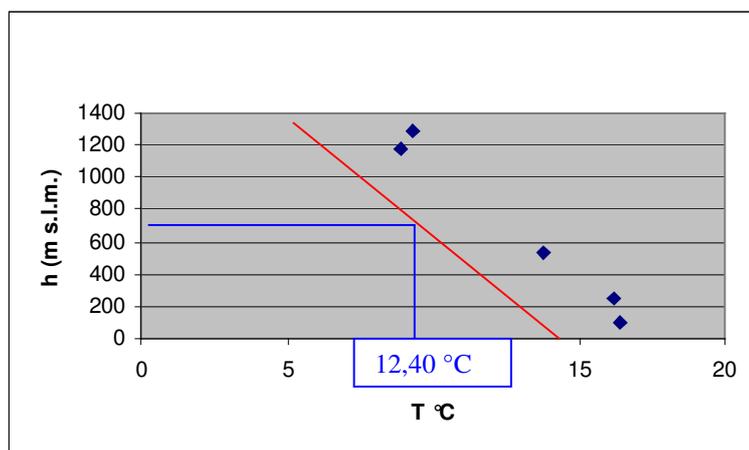


Fig. 9.1: Estrapolazione mediante retta di regressione della temperatura relativa alla stazione di Acri.

La formula per il calcolo dell'evapotraspirazione è quella di Turc in cui si considerano l'altezza delle precipitazioni (P) e la temperatura media fittizia (Tp):

$$E_r = P / \sqrt{0,9 + P^2 / L^2}$$

Il termine L, che rappresenta il potere evaporante dell'atmosfera, assume la seguente forma:

$$L = 586 - 10 T_p + 0,05 T_p^3$$

Sono stati così ricavati i valori di P, media annuale (dal 1920 al 1970) in mm/a, T, L ed Er (Tab. 9.4):

P (mm/a)	T_p (°C)	L	E_r (mm/a)
1052	12,40	557,3	498,5

Tab. 9.4: Sintesi dei dati (relativi ad un anno solare) ricavati per il calcolo dell'evapotraspirazione.

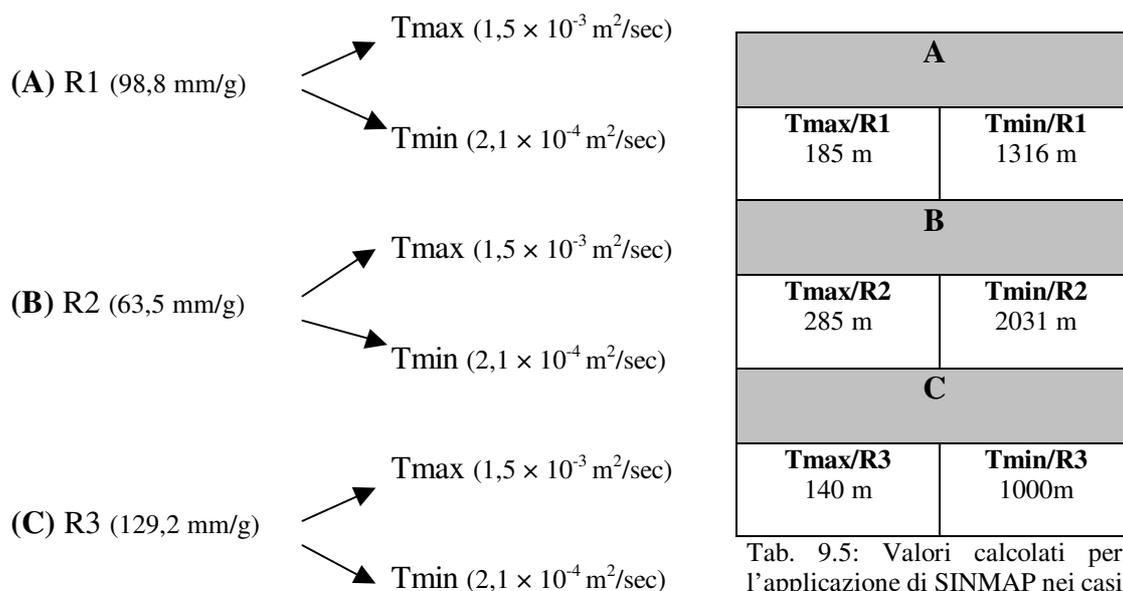
Nell'arco di tempo considerato (1920-1970) si sono esaminati tre casi, scelti anche in funzione della relazione con eventi d'instabilità, con lo scopo di valutare gli effetti di tali piogge sulla stabilità dei versanti e quindi sulla suscettibilità.

I dati di R corretti in base al valore di evapotraspirazione sono:

- 1) R = massimo mensile di 100,2 mm/g, (corretto a 98,8 mm/g) per il 31 dicembre 1951, in seguito al quale si è verificata una frana tra il 30 ed il 31 dello stesso mese e anno (Caloiero & Mercuri, 1990)
- 2) R = media dei valori massimi mensili di 64,9 mm/g (corretta a 63,5 mm/g).
- 3) R = valore massimo delle piogge orarie di 132,9 mm/g, nelle 24 ore per il 3 nov. 1955, (corretto a 129,2 mm/g).

9.2 RISULTATI

Ricavati tutti i dati necessari per l'applicazione di SINMAP (Tab. 9.5), sono state effettuate varie combinazioni in modo da ottenere tre coppie di valori (A-B-C) di trasmissività (T) e di pioggia efficace (R):



Tab. 9.5: Valori calcolati per l'applicazione di SINMAP nei casi A, B, C.

A	Stabile	Mediamente stabile	Quasi Stabile	Soglia d'instabilità più bassa	Soglia d'instabilità più alta	Instabile	Totale
Regione							
Area (km²)	27,2	6,7	11,5	34,6	4,5	3,6	88
%Regione	30,9	7,6	13,0	39,6	5,1	4,1	100
N° Frane	4	3	12	95	22	1	137
%Frane	2,9	2,2	8,8	69,3	16,1	0,7	100
Densità di frane (N/Km²)	0,1	0,4	1	2,7	4,9	0,3	1,6

B	Stabile	Mediamente stabile	Quasi Stabile	Soglia d'instabilità più bassa	Soglia d'instabilità più alta	Instabile	Totale
Regione							
Area (km²)	19,8	2,7	5,5	37,4	16,7	5,5	87,6
%Regione	22,7	3,0	6,3	42,7	19,1	6,3	100
N° Frane	2	1	2	56	65	11	137
%Frane	1,5	0,7	1,5	40,9	47,4	8	100
Densità di frane (N/Km²)	0,1	0,4	0,4	1,5	3,9	2,0	1,6

C	Stabile	Mediamente stabile	Quasi Stabile	Soglia d'instabilità più bassa	Soglia d'instabilità più alta	Instabile	Totale
Regione							
Area (km²)	24,6	5,3	10,2	24	13,4	10,2	87,6
%Regione	28	6,1	11,6	27	15,3	11,6	100
N° Frane	3	6	6	44	46	32	137
%Frane	2,2	4,4	4,4	32,1	33,6	23,4	100
Densità di frane (N/Km²)	0,1	1,1	0,6	1,8	3,4	3,1	1,6

Tab. 9.6: Distribuzione delle frane rispetto all'estensione areale delle regioni a diversa stabilità.

In funzione di questi valori sono state estrapolate tre carte di suscettibilità A, B, C nelle quali si sono individuate varie regioni previste dal modello, dalla più instabile a quella completamente stabile. Le zone stabili corrispondono alle superfici sommitali ed al fondovalle; le zone instabili, comprese tra la soglia d'instabilità più bassa e la totale instabilità, sono localizzate per gran parte sui versanti. Nella Tabella 9.6 sono sintetizzati tutti i valori ottenuti dall'elaborazione statistica di SINMAP relativamente ai tre elaborati finali riportati nelle Tavole 4, 5, 6.

Nella carta A (Tav. 4) il maggior numero di frane ricade nella regione con soglia d'instabilità più bassa (in un'area di 34,6 km² si verificano 95 frane); tuttavia il dato da sottolineare è l'estensione della regione stabile (30,9%) in cui si registra il 2,9%. Quest'ultima è estesa per 27,2 Km² ed in essa ricadono 4 fenomeni di dissesto (Fig. 9.2a). Anche dal grafico in Figura 9.2b si evince che la regione instabile è quasi priva di frane; la maggiore concentrazione di fenomeni si trova, infatti, nel campo con $1.0 > SI > 0.5$.

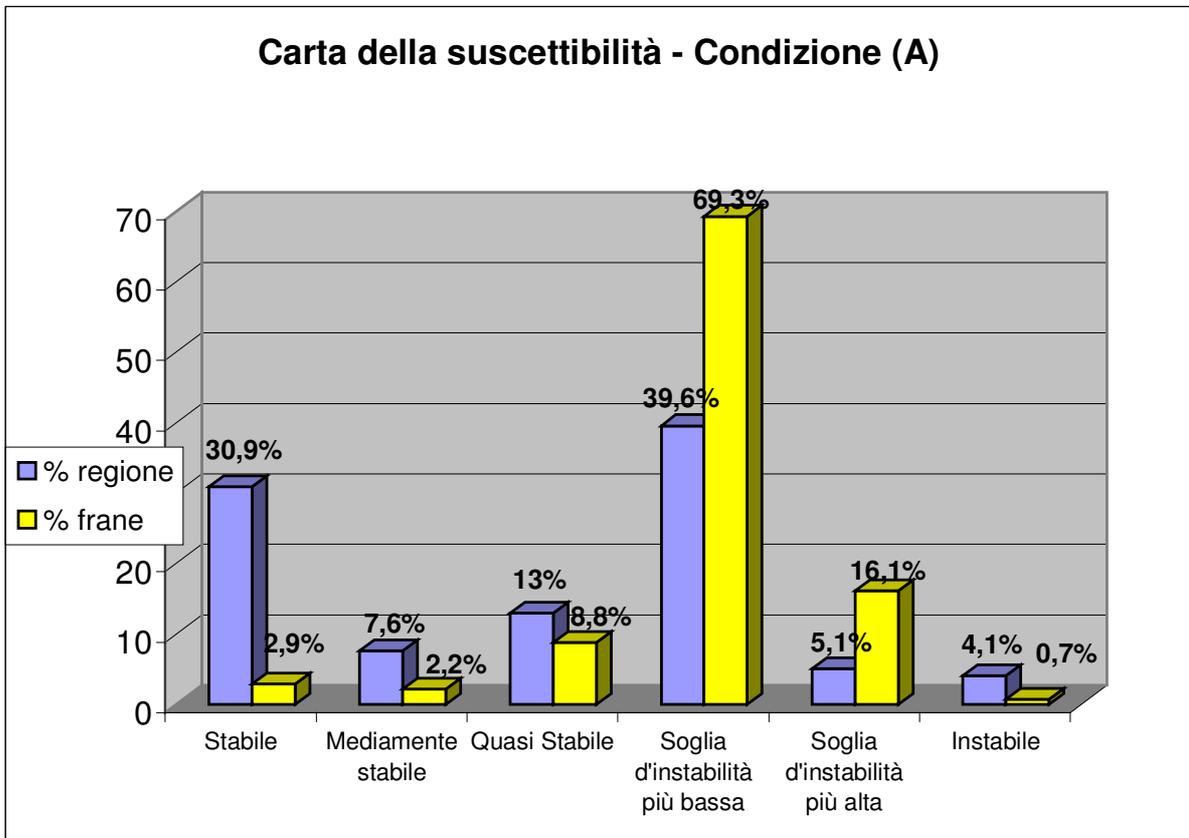


Fig. 9.2a: Distribuzione delle frane e delle regioni con diversa stabilità.

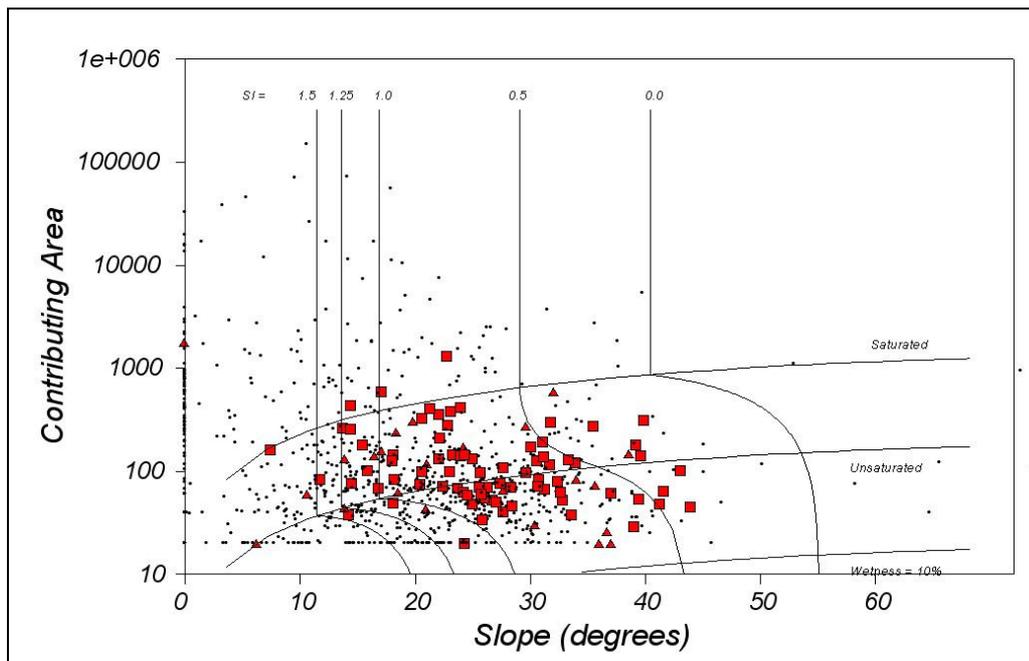


Fig. 9.2b: Distribuzione delle frane al variare del rapporto area di drenaggio/pendenza.

Il dato rilevante, nel secondo elaborato B (Tav. 5), è l'aumento del campo dell'instabilità; le regioni con soglie d'instabilità più bassa e più alta e di totale instabilità coprono rispettivamente 37,4 km², 16,7 km² e 5,5 km². Nella regione mediamente stabile si registra solo lo 0,7% dei dissesti.

La maggior parte degli eventi (40,9% e 47,4%) è concentrata nelle regioni delle due soglie d'instabilità, ma, rispetto alla carta precedente, si osserva un certo incremento nel numero di frane (8%) nella regione d'instabilità assoluta (Fig. 9.3a). Rispetto al rapporto "Area di drenaggio/Pendenza" (Fig. 9.3b), il maggior numero di frane ricade nelle due regioni con $1.0 > SI > 0$ e con $SI=0$.

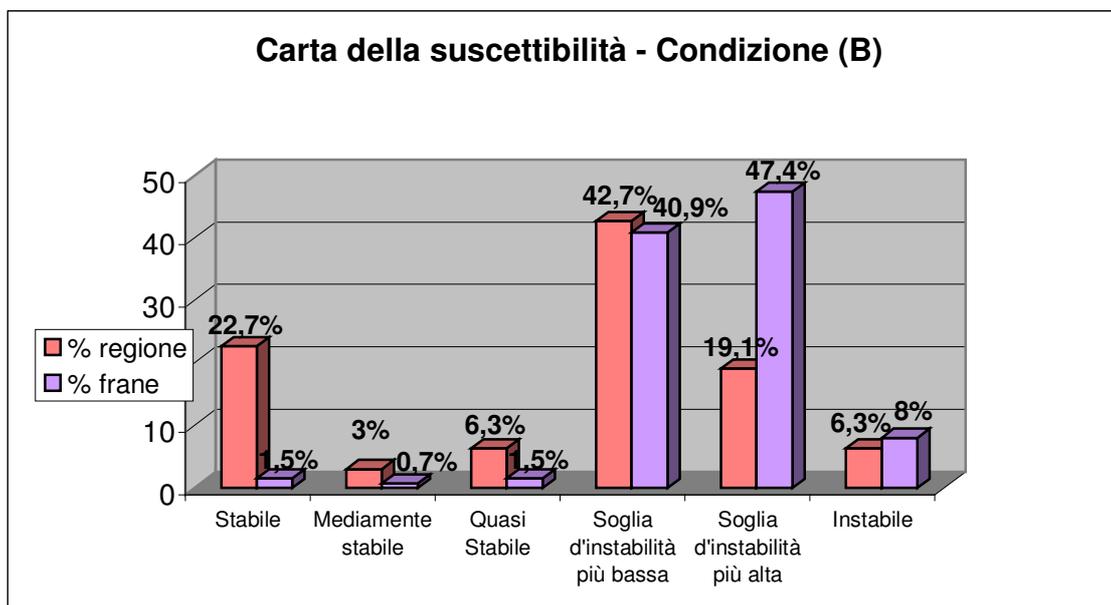


Fig. 9.3a: Distribuzione delle frane e delle regioni con diversa stabilità.

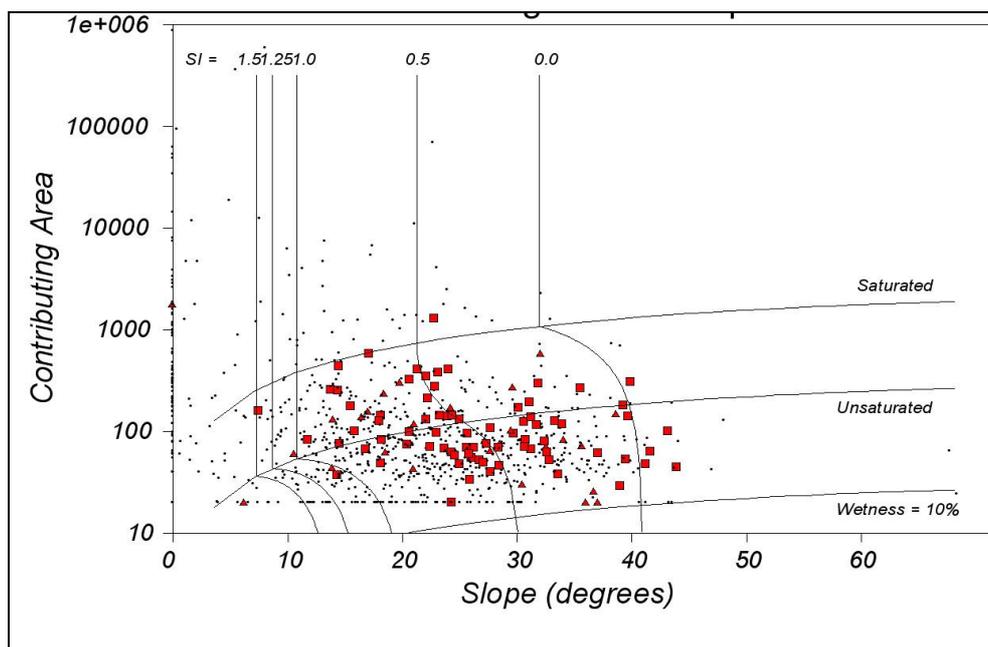


Fig. 9.3b: Distribuzione delle frane al variare del rapporto area di drenaggio/pendenza.

Nel terzo caso C (Tav. 6), il campo da segnalare è quello dell'instabilità che comprende le regioni delle due soglie (24 e 13,4 km²) e dell'instabilità totale (10,2 km²). In queste tre regioni, che rappresentano la maggior parte del territorio esaminato, ricadono rispettivamente 44, 46 e 32 frane corrispondenti all'89,1% delle frane censite (Fig. 9.4a). Il maggior numero di eventi rientra così nell'insieme dei campi d'instabilità con $1.0 > SI = 0$ (Fig. 9.4b).

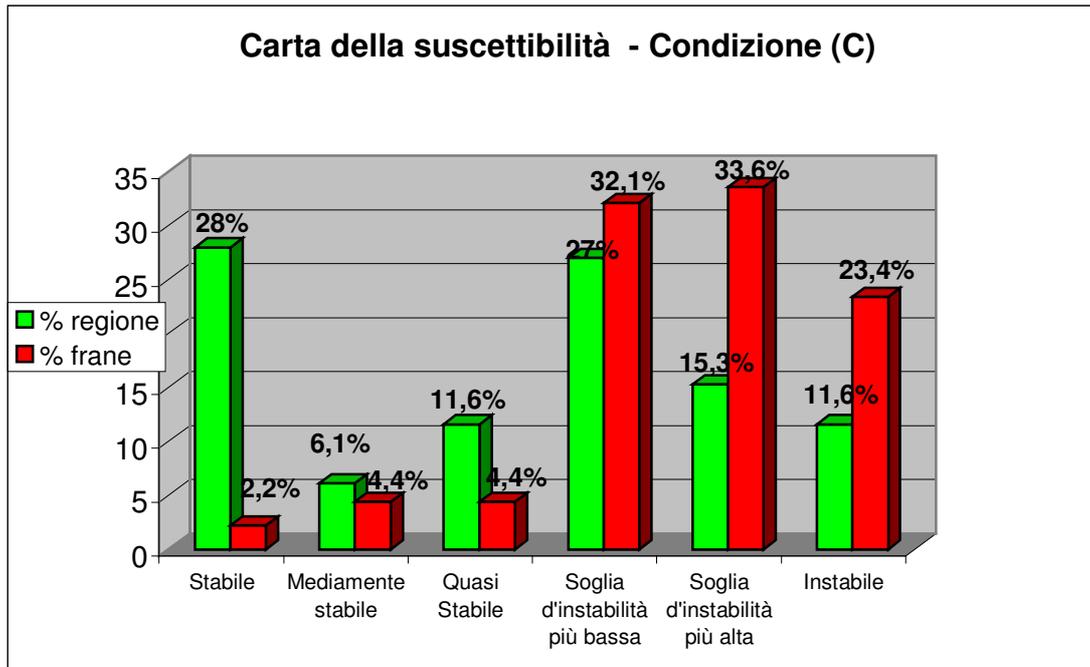


Fig. 9.4a: Distribuzione delle frane e delle regioni con diversa stabilità.

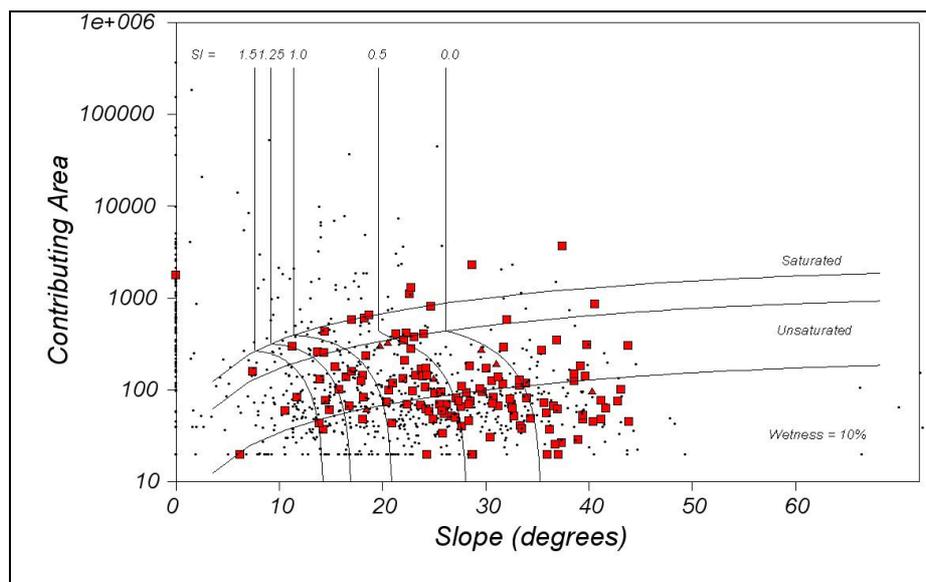


Fig. 9.4b: Distribuzione delle frane al variare del rapporto area di drenaggio/pendenza.

Dal confronto tra i tre elaborati (Fig. 9.5), la maggiore e la minore instabilità si osservano, rispettivamente, nelle Carte C ed A. In (C) si registrano il 33,6% ed il 23,4% di frane rispettivamente nel campo della soglia d'instabilità più alta e nel campo d'instabilità assoluta. Nelle stesse regioni, nel caso di (A), si sono osservati, invece, solo il 16,1% ed il 4,1% di frane.

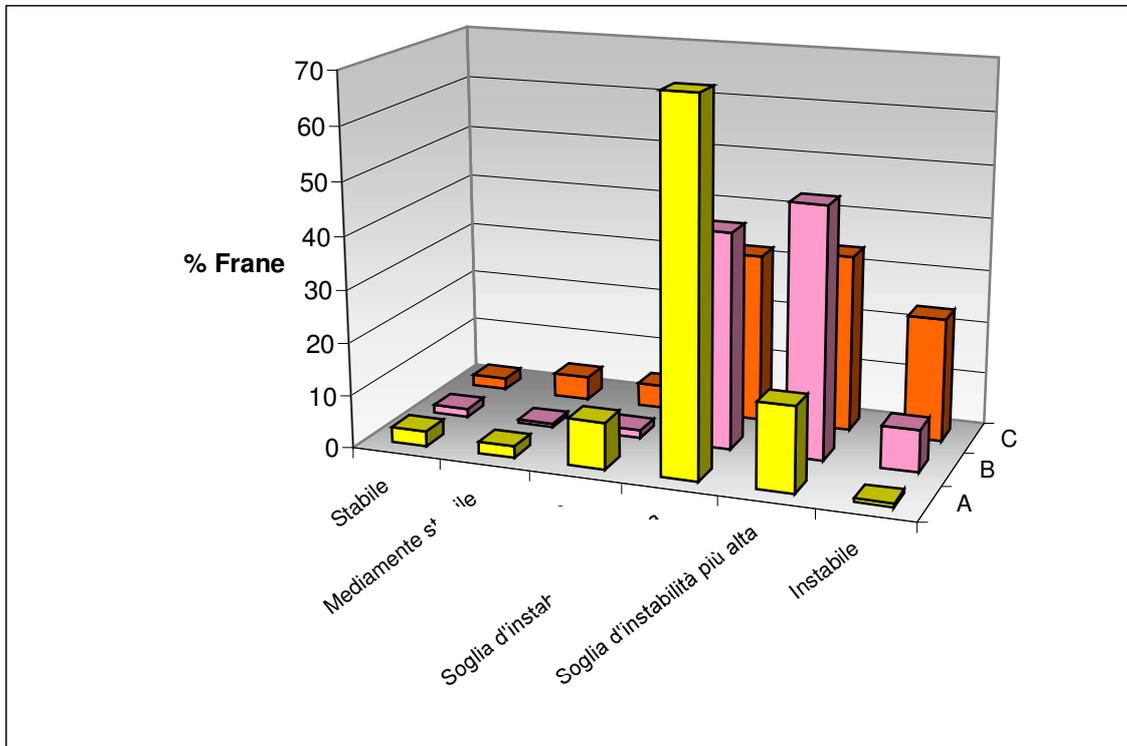


Fig. 9.5: Suddivisione delle frane nelle diverse regioni di stabilità negli elaborati A, B, C.

L'applicazione di SINMAP ha fornito dati interessanti nel caso della Carta B che presenta risultati intermedi tra C ed A (Fig. 9.6).

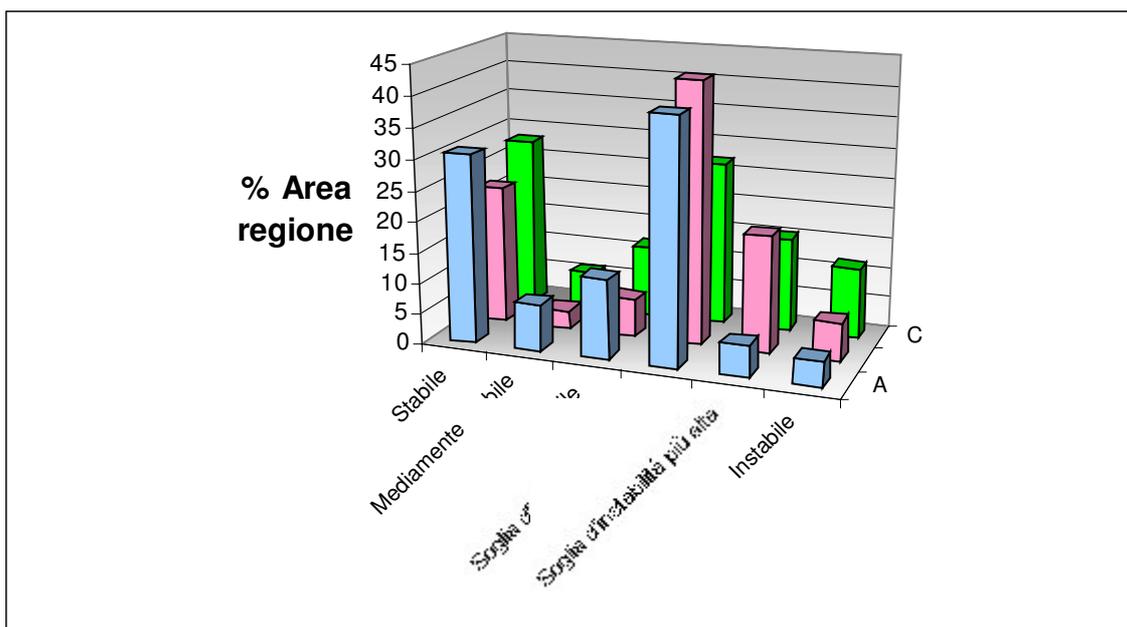


Fig. 9.6: Distribuzione areale delle regioni con diversa stabilità nelle carte A, B, C.

L'elaborato (B) approssima meglio le condizioni reali poiché il maggior numero di frane ricade nei campi della soglia d'instabilità più bassa e della soglia d'instabilità più alta che risultano essere i più estesi:

- Nel campo della soglia d'instabilità più bassa: in un'area di 37,4 km² si verificano 56 frane.
- Nel campo della soglia d'instabilità più alta: in un'area di 16,7 km² si verificano 65 frane.

Il modello su base fisica SINMAP ha provato l'importante ruolo delle precipitazioni, nella stabilità dei versanti, in un contesto in cui affiorano rocce cristalline intensamente alterate. In effetti l'elaborato (C), in cui si registra una maggiore condizione d'instabilità, è stato redatto considerando il massimo delle piogge orarie pari a 129,2 mm/g.

Il dato interessante si riscontra, però, nella Carta (B), considerata come condizione di suscettibilità alle frane che meglio approssima la realtà; in questo caso le precipitazioni sono uguali alla media dei valori massimi mensili pari a 64,9 mm/g.

Nel complesso, SINMAP consente la zonazione del territorio in più aree a diversa stabilità nella maniera più oggettiva, una gestione rapida ed efficiente dei dati ed un'analisi statistica quantitativa. Questo modello permette di ricavare una serie di informazioni dai principali *output* quali:

- grafici relativi alle frane localizzate nei campi a diversa stabilità;
- tavole delle elaborazioni statistiche complessive sulla stabilità;
- indice di saturazione del terreno grazie al quale la zona viene divisa in cinque classi;
- carta delle pendenze con le relative elaborazioni grafiche;

Nell'ambito delle metodologie per la valutazione della suscettibilità da frana SINMAP, seppur con delle limitazioni, risulta innovativo ed in grado d'individuare i fattori predisponenti e scatenanti responsabili delle condizioni di stabilità di un versante. La zonazione in aree a diversa stabilità è, in questo caso, basata sull'interazione tra pendio indefinito e parametri idrologici. Tale approccio risulta, perciò, molto diverso da quelli "classici" (Amadesi & Vianello, 1985) fondati sull'attribuzione di pesi ai singoli parametri predisponenti. Al fine di ottenere dati ancora più attendibili sarebbe opportuno applicare SINMAP utilizzando anche valori della coesione delle radici, momentaneamente non disponibili.

L'analisi di suscettibilità così realizzata può costruire uno strumento di grande utilità nella mitigazione del rischio indicando aree che meritano particolare attenzione nella programmazione di indagini puntuali (di tipo geotecnico, geomorfologico, idrogeologico, strutturale, ecc.) essenziali per la definizione delle strategie d'intervento e delle opere di sistemazione.

CAPITOLO 10

DISCUSSIONE DEI RISULTATI

10.1 RELAZIONI TRA PROCESSI DI ALTERAZIONE E FRANOSITA'

10.1.1 Il medio bacino del F. Mucone

L'area-campione racchiude la porzione di bacino maggiormente interessata dallo sviluppo di movimenti di massa ed in cui la gravità rappresenta uno dei principali fattori di modellamento geomorfologico. Le problematiche di questa zona, legate ai processi di versante (movimenti gravitativi ed erosione *s.l.*), sono strettamente dipendenti dal grado di alterazione.

Dalla sovrapposizione del *layer* delle frane su quello del *weathering* (Fig. 10.1) si evince che i dissesti presentano zone di distacco con sede in tutte le quattro classi rilevate.

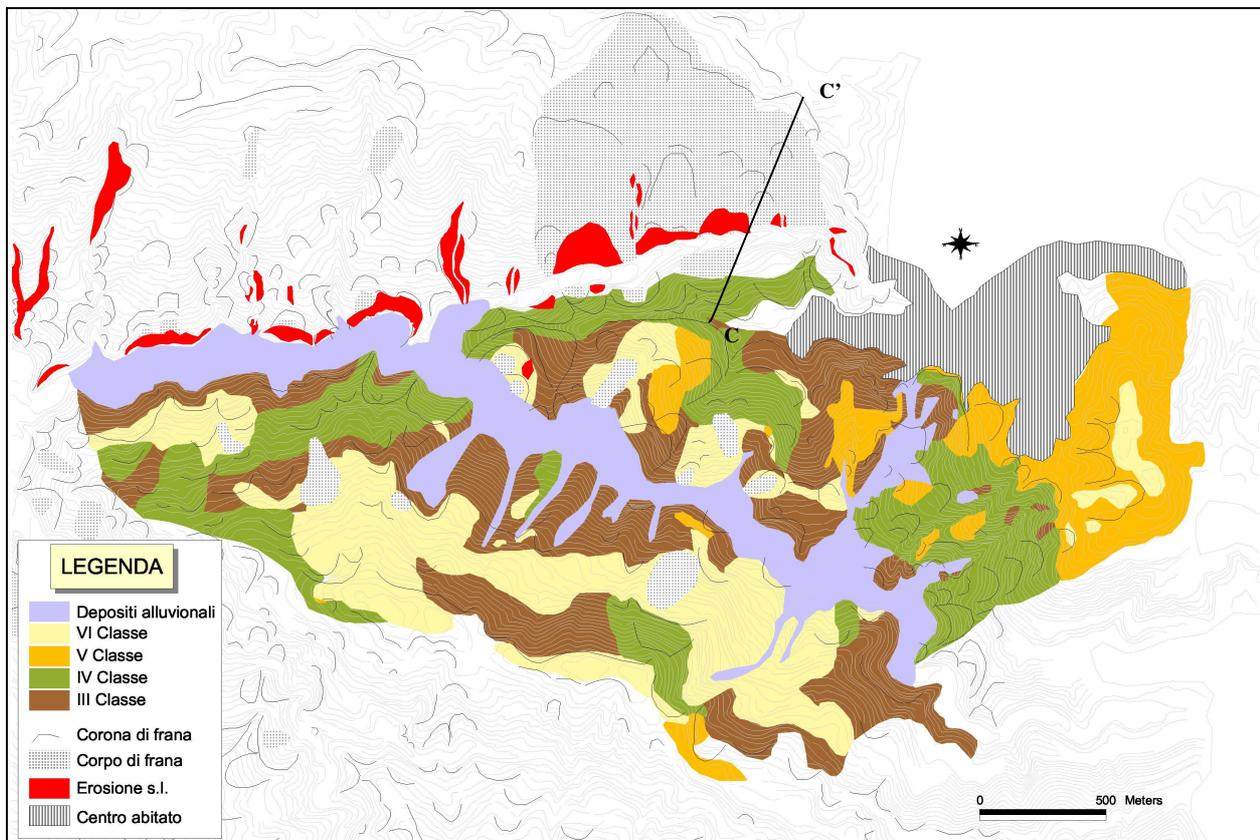


Fig. 10.1: Carta-inventario delle frane e delle classi di *weathering* del medio bacino del F. Mucone.

Negli ammassi gneissici lapidei (III classe e IV classe), oltre al 32,3% e 31,5% di frane di maggiori dimensioni, sono stati rilevati fenomeni, spesso non cartografabili, interpretabili come crolli (Tab. 10.1). Varie tipologie di frane, quali scorrimenti, colate di detrito e fenomeni derivanti dall'evoluzione degli scorrimenti in colate, coinvolgono le classi V e VI, facendo registrare rispettivamente il 12,2% ed il 24% degli eventi. La diffusa presenza di nuclei meno alterati nella matrice completamente degradata aumenta la complessità dei processi presenti in tale area.

<i>Classi di weathering</i>	<i>% Corone di frana</i>
<i>III</i>	32,3
<i>IV</i>	31,5
<i>V</i>	12,2
<i>VI</i>	24

Tab. 10.1: Distribuzione dei dissesti nelle diverse classi di *weathering*.

Le frane cartografate sul versante in sinistra idrografica sono quasi tutte antiche e quiescenti. Le frane attive ed i numerosi fenomeni di erosione *s.l.* individuati si impostano, invece, sul versante in destra idrografica.

Come dimostrano le ricerche di Gullà *et al.* (2004), sul versante in destra idrografica gli gneiss con differente stato di alterazione sono stati suddivisi in tre macro-classi in cui sono presenti soprattutto ampie zone di roccia completamente degradata (Fig. 10.2).

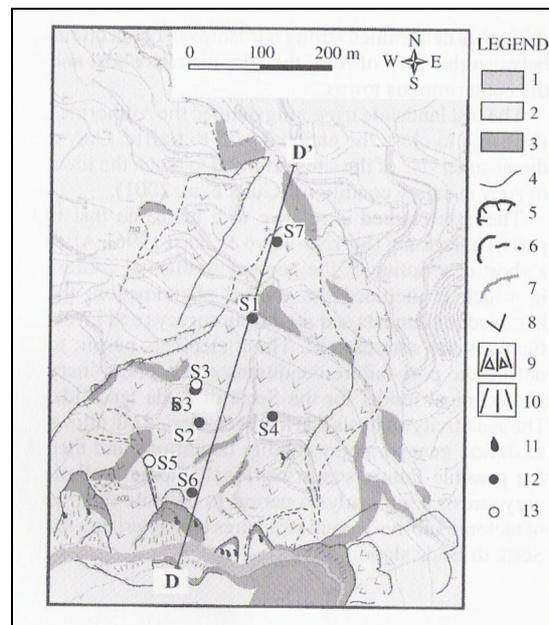


Fig. 10.2: Carta del *weathering* sul versante destro del T. Calamo (Gullà *et al.*, 2004). 1) Depositi alluvionali; 2) Classi VI e V; 3) Classi IV e III; 4) Limite stratigrafico; 5) Corona di frana; 6) Limite di frana; 7) Limite di *Sackung*; 8) Scorrimento; 9) Detrito con blocchi; 10) Detrito; 11) Sorgente; 12) Piezometro; 13) Inclinometro (Sorriso-Valvo *et al.*, 2001-mod.).

La sezione topografica “semplificativa” trasversale al corso del T. Calamo (Fig. 10.3), che indica i rapporti tra processi gravitativi e fenomeni di *weathering*, evidenzia lo stato di profondo disequilibrio dei due versanti.

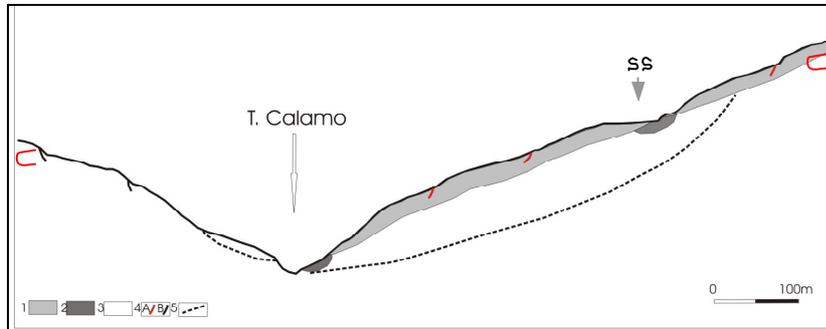


Fig. 10.3: Sezione geomorfologica trasversale al corso del Calamo. 1) VI e V classe; 2) IV e III classe; 3) dalla III classe alla I classe; 4) corona di frana quiescente (A), corona di frana attiva (B); 5) superficie di rottura; S.S.: strada statale; CC': Sezione.

Come già dimostrato in altri lavori svolti nell'Europa centrale (es: Migon & Thomas, 2002), è frequente osservare nella stessa area profili di *weathering* diversi che testimoniano differenti paleoambienti. Tale particolarità potrebbe essere attribuita ai diversi caratteri litologici delle rocce, alla storia geologica o all'assetto topografico. In questo caso particolare, il differente stato d'alterazione potrebbe essere spiegato in due diversi modi.

- Sul versante esposto a nord, dove è stato completato il processo di evoluzione dei versanti (che presentano oggi profili regolari con corone di frana per lo più relitte), le classi più alterate non sarebbero più presenti poiché asportate da antichi processi di smantellamento. L'assetto dell'alterazione attuale è conseguenza di diversi processi di versante sui due settori esaminati.

- Sul versante esposto a nord non si rilevano classi di intenso *weathering* poiché non si sono mai verificate le condizioni predisponenti del versante opposto. La diversa esposizione sarebbe il principale fattore responsabile del differente assetto dell'alterazione.

La diversa intensità del *weathering* sui versanti influenza in maniera differente la distribuzione dei dissesti. Sembra infatti che in destra idrografica, dove prevalgono le classi maggiormente degradate, siano frequenti i fenomeni attivi. La VI e la V classe (granulometricamente compresa tra “ghiaia con sabbia” e “sabbia con ghiaia” con una frazione fine quasi sempre inferiore al 5%) presentano la consistenza di un terreno facilmente asportabile dopo le piogge. Sul versante opposto, sul quale affiorano rocce altamente e moderatamente alterate (III e IV classe), hanno sede, invece, i fenomeni più antichi.

Un discorso a parte deve essere fatto per il *Sacküing* di Serra di Buda per il quale la superficie di scorrimento è stata individuata tra 50 e 60 m di profondità: in questo caso è ragionevole supporre

che la superficie di rottura sia localizzata in roccia completamente alterata (Gullà *et al.*, 2002). I sondaggi hanno consentito d'individuare un primo orizzonte, potente sui 10-20 m è costituito da V e VI classe; in profondità gli spessori delle classi IV e III sono modesti e discontinui mentre si rilevano a diverse profondità ampie zone di roccia completamente degradata e trasformata in roccia sciolta (Gullà *et al.*, 2001). L'assetto del *weathering* è responsabile della presenza di più sistemi idrogeologici in parte interconnessi: quello superficiale della copertura alterata e colluviale, quello del corpo di frana e quello della roccia madre (Sorriso-Valvo, *com. pers.*). Il sistema superficiale è direttamente alimentato dalle piogge; quello ospitato dal corpo di frana presenta diversi acquiferi sospesi; quello del substrato può avere caratteri simili al precedente o presentare falde confinate lungo fasce di fratturazione.

Anche se non sono stati individuati valori critici delle piogge per l'ultima mobilitazione della frana di Serra di Buda (Gullà *et al.*, 2002), è stata notata coincidenza tra le riattivazioni dell'inverno 1944-45 e del 1980-81 e condizioni pluviometriche critiche.

Il sistema della circolazione idrica sotterranea, in parte dipendente dal regime pluviometrico, è assai complesso a causa del *weathering*. Alla luce di tutto ciò appare evidente come le condizioni di alterazione e degradazione rappresentino un fattore predisponente essenziale per l'instabilità del pendio (Cascini & Gullà, 1993; Sorriso-Valvo *et al.*, 1999).

10.1.2 Il medio bacino T. Ilice

Nel bacino del T. Ilice le classi maggiormente diffuse in affioramento sono la V e la VI (Fig. 10.4).

Gli gneiss completamente alterati sono caratterizzati da un colore rosso-bruno con bande grigie argilloso-siltose notate anche nei depositi di V classe di S. Pietro in Guarano (Cascini *et al.*, 1992b). Per ciò che riguarda la granulometria questa classe è compresa tra la "sabbia con ghiaia limosa" e la "sabbia con limo argilloso debolmente ghiaiosa".

La sovrapposizione delle frane sulla carta dell'alterazione dimostra come tutte le classi siano interessate da fenomeni di dissesto anche se i fenomeni più evidenti e pericolosi, come la frana di Santo Miele, si impostano nelle classi maggiormente degradate (Tab. 10.2).

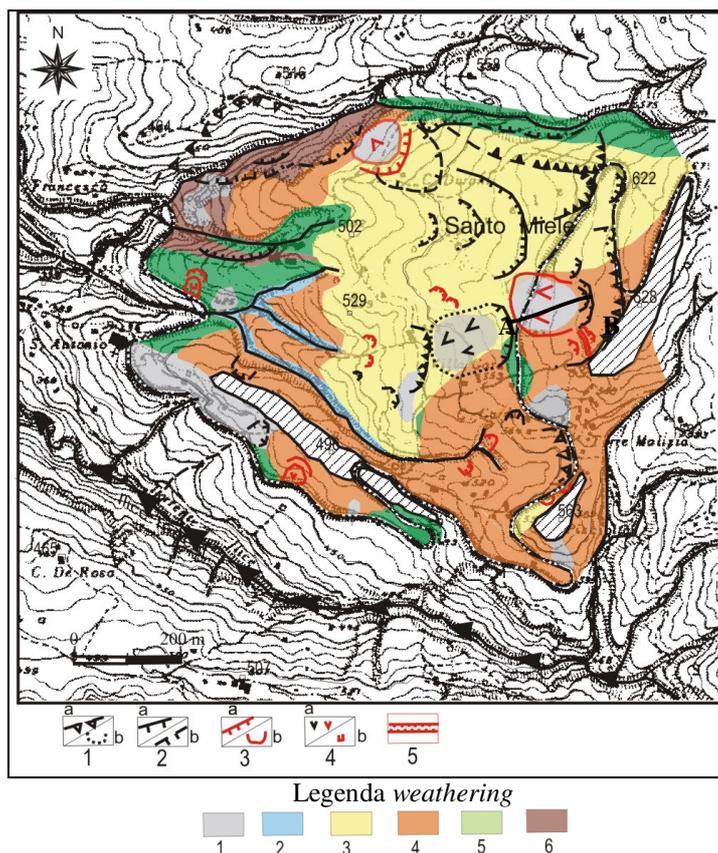


Fig. 10.4: Relazione tra frane e *weathering* nel medio Bacino del T. Illice: Legenda: 1) Corona di frana molto antica incerta (a), corpo di frana incerta (b); 2) Corona di frana antica certa (a), incerta (b); 3) Corona recente (a), corpo recente (b); 4) Scivolamenti antichi e recenti (a); crolli recenti (b); 5) *trench*. Per il *weathering*: 1) Terreni colluviali; 2) Depositi alluvionali; 3) VI classe, terreni residuali; 4) V classe; 5) IV classe; 6) III classe; AB: sezione.

<i>Classi di weathering</i>	<i>% Corone di frana</i>
III	17
IV	11
V	34
VI	38

Tab. 10.2: Distribuzione dei dissesti nelle diverse classi di *weathering*.

Nella V e nella VI classe si rilevano i fenomeni di scorrimento più frequenti (rispettivamente 34% e 38%), mentre nella III e nella IV si osservano crolli e scorrimenti in percentuale minore (pari al 17% e 11%).

I rapporti *weathering* – frane sono stati esaminati con maggiore dettaglio nella zona in cui si è verificata la frana di S. Miele. Tutta questa zona, infatti,

La ricostruzione della geometria del substrato mediante indagini dirette ed indirette ha consentito di estrapolare una sezione in cui, oltre agli spessori delle coltri di *weathering*, compaiono fenomeni di dissesto di varia entità (Fig. 10.5).

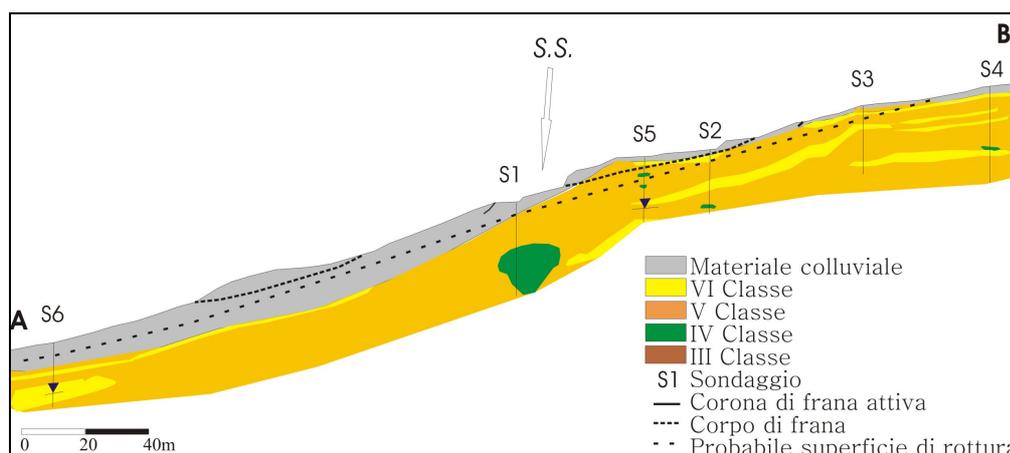


Fig.10.5: Ricostruzione di una sezione, AB, monte-valle ottenuta da evidenze di campagna e da sondaggi.

E' interessante osservare che all'interno dello strato ascrivibile alla V classe si rilevano delle lenti di VI, mentre in superficie affiora materiale colluviale. Questa situazione è abbastanza insolita e necessita di ulteriori verifiche tuttora in corso.

La particolare condizione appena descritta potrebbe influenzare la circolazione idrica sotterranea. La VI classe, avendo subito una completa obliterazione dell'originaria struttura e tessitura, è caratterizzata da una percentuale di frazione fine che può anche arrivare al 25%. Il terreno residuale, fungendo da "isolante" potrebbe bloccare, in profondità, la percolazione delle acque che andrebbero, durante le piogge, a saturare la coltre superficiale appesantendola e predisponendola a fenomeni franosi. A valle della strada sono state individuate delle sorgenti a carattere stagionale, la cui presenza potrebbe essere dovuta al contrasto di permeabilità tra la coltre superficiale, in cui sono localizzati anche i corpi di frana, e lo strato sottostante.

10.1.3 Analogie e differenze tra le due aree di studio

Le due aree-campione dei bacini indagati sono interessate da intensi fenomeni di *weathering* esaminati studiando fronti e, nel caso dell'Ilice, anche sondaggi. In entrambe le zone non sono state rilevate le classi II e I mentre compaiono tutte le altre, dalla III alla VI, con distribuzione spaziale differente. In entrambi i settori di studio i profili sono di tipi complesso.

Nel bacino del F. Mucone, le classi maggiormente diffuse in sinistra idrografica risultano essere quelle meno alterate, mentre in destra si osservano quelle più degradate. Tale assetto litologico predispone il versante in destra idrografica a fenomeni di erosione *s.l.* (processi prevalentemente causati dalle piene del fiume nelle stagioni più umide) e a scorrimenti o a scorrimenti-colate, di carattere impulsivo.

Nel bacino dell'Ilice le classi maggiormente diffuse sono la V e la VI: in queste si rilevano le stesse tipologie di frana rilevate nel precedente bacino. Complessivamente (Fig. 10.6), nel bacino del F. Mucone le classi maggiormente diffuse sono la III e la IV. In queste si registrano rispettivamente il 32,3% e 31,5% di frane. Nel bacino del T. Ilice sono più estese le classi V e VI con una percentuale di dissesti pari al 34% e 38%.

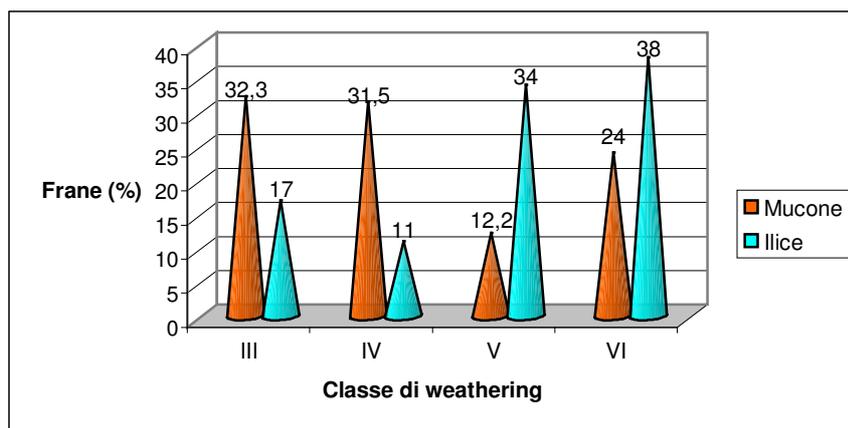


Fig. 10.6: Distribuzione delle frane nelle principali classi di *weathering* affioranti nei due bacini.

Per quanto riguarda le proprietà fisico-meccaniche dei terreni indagati, è stato effettuato un confronto (Fig. 10.7) tra i valori del martello di Schmidt nelle due aree-campione di questo studio, con quelli ricavati da altri lavori (G.C.O., 1984; Irfan & Powell, 1985; Gullà & Matano, 1994). Da tale comparazione emerge (Fig. 10.7) una completa concordanza per quanto riguarda i campi di variabilità caratteristici delle classi di alterazione III, IV e V. Solo nel caso del Mucone nella V classe non è stato registrato alcun valore.

Le indagini granulometriche effettuate sulla V classe rivelano una maggiore omogeneità per i campioni prelevati nel bacino dell'Ilice. Questi rientrano, infatti, tutti nel campo delle sabbie con una frazione fine che, a volte, raggiunge anche il 25%. La V classe nel bacino del F. Mucone presenta, invece, un *range* granulometrico più ampio, compreso tra le sabbie e le ghiaie, con una percentuale di argilla e limo inferiore al 5%.

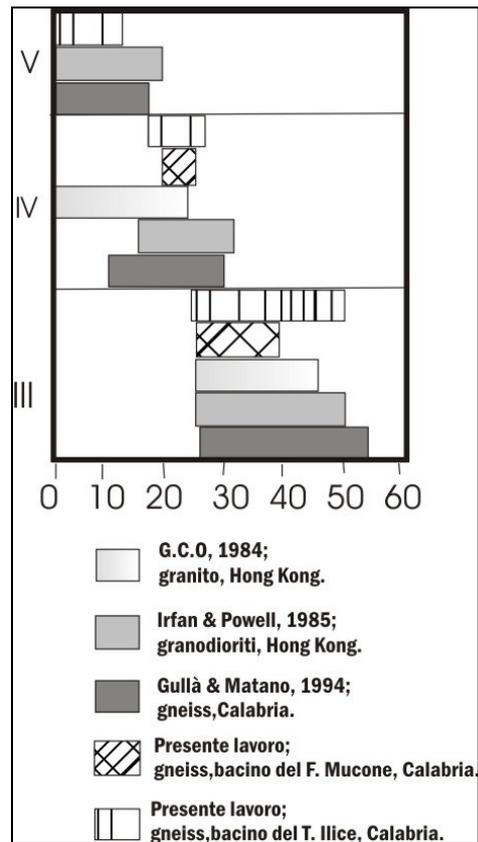


Fig. 10.7: Confronto dei valori ottenuti con il Martello di Schmidt in diverse aree di studio.

Il profilo delle rocce cristalline esaminate ha una tessitura del tipo *sandy profile* (Le Pera, 1998) che, al contrario del *clayey profile* tropicale, si sviluppa preferenzialmente in aree temperate (Thomas, 1974; Power & Smith, 1994). Regoliti sabbiosi simili sono stati osservati anche in zone ad alto “fattore di lisciviazione” come Inghilterra (Rice, 1973), Corsica (Klaer, 1956), Irlanda (Power & Smith, 1994).

Nel complesso, l'estensione e le proprietà sedimentologiche delle classi V e VI dimostrerebbero (nonostante i valori ottenuti con il Martello di Schmidt) che nel bacino del T. Ilice il *weathering* si presenta in una forma più “spinta” rispetto a quanto riscontrato nel bacino del F. Mucone.

10.2 RAPPORTI TRA EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA ED INSTABILITA' GRAVITATIVA

10.2.1 Il Bacino del F. Mucone

Le morfologie presenti attualmente nel bacino del F. Mucone sono il risultato combinato dell'azione di fattori climatici, passati ed attuali, e della gravità. L'insieme di questi fattori agisce in un contesto tettonicamente attivo: per tale motivo un singolo processo non può essere correlato ad un'unica forma o ad un particolare tipo di deposito.

Nella prima unità geomorfologica (paesaggio a paleosuperfici) le spianate sommitali, dislocate a quote differenti, rappresentano il risultato di una lunga stabilità tettonica in condizioni climatiche arido-calde, a cui ha fatto seguito un'attività tettonica spazialmente e temporalmente discontinua. L'elevato sollevamento regionale quaternario, con tassi medi di 0,6 e 0,8 mm/anno (Westaway, 1993), creando una forte gerarchizzazione delle forme (Sorriso-Valvo, 1990, 1993), è responsabile del ringiovanimento dei corsi d'acqua e della presenza delle paleosuperfici a quote più elevate.

Nella seconda unità (paesaggio dei versanti bordieri) si riconoscono forme che rappresentano il risultato dell'azione combinata della gravità e delle acque correnti superficiali. Una particolarità di questo bacino è il diverso equilibrio geomorfologico che caratterizza i due versanti della valle. Il versante esposto a sud presenta una situazione di forte dissesto, a differenza del versante opposto che si trova in condizioni di quiescenza e/o inattività. Su quest'ultimo la situazione più frequente è rappresentata, infatti, da lembi discontinui delle originarie corone di frana, il cui corpo risulta difficilmente individuabile o, quando è presente, in stato di quiescenza o di inattività. Il versante esposto a sud è caratterizzato da "resistasia" (ossia da scarsa protezione del suolo con fenomeni d'erosione generalizzati e maggiore predisposizione della roccia a meteorizzarsi), mentre il versante esposto a nord si trova in regime di "biostasia" (stabilità morfologica con formazione di suolo ben conservato grazie alla presenza di una durevole copertura vegetale). La diversa esposizione, congiuntamente al controllo litologico (tessitura e composizione della roccia madre e propensione a trasformarsi in detrito in seguito a *weathering* chimico-fisico) e strutturale, determina, nel versante esposto a sud, una maggiore incidenza a franare.

Trattandosi quindi di una zona in sollevamento, il reticolo principale, che si sviluppa a partire da questa unità, risulta essenzialmente sovrimposto nelle aree vallive e adattato strutturalmente nella zona montana, in particolare sul versante in destra idrografica. L'incidenza della tettonica su questo sistema di drenaggio si evince anche dalla presenza di alcuni gradini vallivi.

Nella terza ed ultima unità geomorfologica (fondovalle) si osservano principalmente forme derivate dall'azione delle acque di ruscellamento superficiale e del fondovalle ad eccezione delle conoidi alla cui accrezione contribuisce anche la gravità.

La dinamica fluviale del F. Mucone si può desumere dalle piccole superfici terrazzate situate lungo l'alveo, dai canali abbandonati e dalle zone alluvionate con molti alberi sommersi. Tutti questi indizi dimostrano una continua evoluzione del letto fluviale, nell'andamento planimetrico,

nelle pendenze di fondo e nella composizione granulometrica. Tali modificazioni sono controllate dagli apporti di sedimento dalle aree-sorgente, dal regime pluviometrico e dal fattore antropico. Assumono quindi un importante ruolo i processi di meteorizzazione, nella produzione di detrito disponibile alla mobilizzazione, e gli eventi meteorici responsabili delle piene che si verificano nei mesi più piovosi. Nel caso di questi eventi di piena, il corso d'acqua tende a riappropriarsi dell'antico tracciato, erodendo le sponde e causando fenomeni di scalzamento alla base dei versanti. La geometria dell'alveo potrebbe aver subito "metamorfosi fluviale" anche in seguito alla costruzione di alcune briglie (ad esempio alla foce del T. Calamo e nel Vallone Trignetto).

Nel complesso, nonostante i repentini cambiamenti che si possono concentrare nell'arco di pochi mesi, il corso d'acqua ha mostrato, negli ultimi 50 anni, una tendenza verso uno stadio di maturità.

10.2.2 Il Bacino del T. Ilice

Il settore del bacino dell'Ilice considerato è caratterizzato prevalentemente dall'unità dei versanti in cui hanno sede numerosi fenomeni gravitativi ed erosionali. Dallo studio dell'evoluzione geomorfologica dell'area emerge un generale *trend* verso l'instabilità, che si concentra soprattutto nella zona centrale di località Santo Miele. Le numerose frane ed i *trench* individuati in questo settore sono testimonianza della continua evoluzione dei versanti del bacino in cui si osservano notevoli volumi di roccia e suolo in equilibrio precario.

La recente dinamica di sviluppo della rete idrografica è caratterizzata da un potente rinnovo dell'incisione del *thalweg* con successivi fenomeni di cattura e sviluppo di influenze gerarchicamente anomale (Frega *et al.*, 1976). Il corso d'acqua principale è poco gerarchizzato ed immaturo con una significativa influenza sul carico sedimentario, testimoniata dalle conoidi alla confluenza con il F. Crati.

10.2.3 Confronto tra i due siti d'indagine

Dal punto di vista genetico si può dire che tutte le morfologie riscontrate sono prevalentemente di tipo esogeno e possono essere suddivise in forme di erosione, di accumulo e miste (quelle in cui operano sia l'erosione che la sedimentazione).

I settori medi dei due bacini presentano estensioni molto diverse, tuttavia rappresentano dei campioni significativi per i processi geomorfologici e le forme che prevalgono negli stessi.

L'unità del "paesaggio a paleosuperfici", presente nel bacino del F. Mucone, non è stata riscontrata nel bacino del T. Ilice in cui le uniche superfici suborizzontali rilevate (ad acclività inferiore ai 13°) sono di piccola entità e spesso antropizzate.

In entrambi i siti il rapido sollevamento ha determinato un ringiovanimento del reticolo idrografico che appare fortemente condizionato dalle faglie dirette post-calabriere (Frega *et al.*, 1976). Le morfologie presenti sono, quindi, conseguenza di una neotettonica combinata all'azione dei fattori esogeni e della gravità. L'intensa azione svolta dai fenomeni gravitativi nel modellamento geomorfologico dei due siti è testimoniata dal raggiungimento da parte di alcune corone antiche di frana della linea di spartiacque per evoluzione retrogressiva (WP/WLI, 1993).

In entrambi i bacini la combinazione dell'assetto litologico, strutturale, topografico e climatico determina le modalità dei fenomeni franosi e dell'erosione. Negli anni '50, come conseguenza delle alluvioni che colpirono l'Italia meridionale (Caloiero & Mercuri, 1980), entrambe le aree di studio sono state interessate da un forte stato di dissesto, che è andato complessivamente attenuandosi nei due bacini del Mucone ed incrementandosi in quello dell'Ilice.

Attualmente nel bacino del F. Mucone il versante maggiormente interessato da frane attive e da fenomeni di erosione *s.l.* è quello in destra idrografica; tale particolarità può essere, in parte, riconosciuta anche nell'Ilice. Nonostante quest'analogia tra i due siti, nel bacino dell'Ilice la frana che causa maggiori danni alla viabilità è situata in corrispondenza dei terreni maggiormente alterati, a dimostrazione che, oltre all'esposizione, il principale ruolo nell'innescare dei fenomeni franosi è svolto dall'alterazione delle rocce.

Per quanto riguarda il fondovalle, il T. Ilice, che rappresenta uno dei drenaggi montani (Milliman & Syvitski, 1992) minori del versante occidentale silano, è caratterizzato da alveo a fondo fisso al contrario del F. Mucone che presenta, a tratti, comportamenti tipo "fiumara" (Fairbridge, 1968). I due sistemi di drenaggio sono caratterizzati da un'alta produzione di detrito, responsabile della costruzione di grandi conoidi alluvionali nell'area pedemontana adiacente alla Valle del Crati.

10.3 FRANOSITA' E CONOIDI

10.3.1 Rapporto tra conoidi e fenomeni d'instabilità gravitativa nel medio Bacino del F. Mucone

I corsi d'acqua minori che caratterizzano il settore medio del bacino del F. Mucone sono contraddistinti da alti valori di acclività (fino a 49°) e da una grande capacità di carico di fondo responsabile della mobilitazione di notevoli volumi solidi e liquidi in occasione di eventi idrologici estremi.

L'assetto climatico dell'area e la presenza di rocce gneissiche intensamente alterate definiscono il carattere torrentizio di queste aste, il cui regime erosivo è direttamente controllato dalla topografia e dall'intensità del *weathering*. A causa delle elevate pendenze, le coltri degradate (V e VI classe) presenti sui versanti sono mobilitate e trasportate verso il punto di chiusura mettendo in mostra gli ammassi più freschi (III e IV classe) ed alimentando 32 conoidi nel fondovalle. Per definire le relazioni esistenti tra caratteri morfometrici del sistema conoide-bacino ed i processi gravitativi e/o alluvionali che vi si attuano è stata applicata la metodologia di Melton che, però, non ha fornito risultati soddisfacenti (Fig. 10.8).

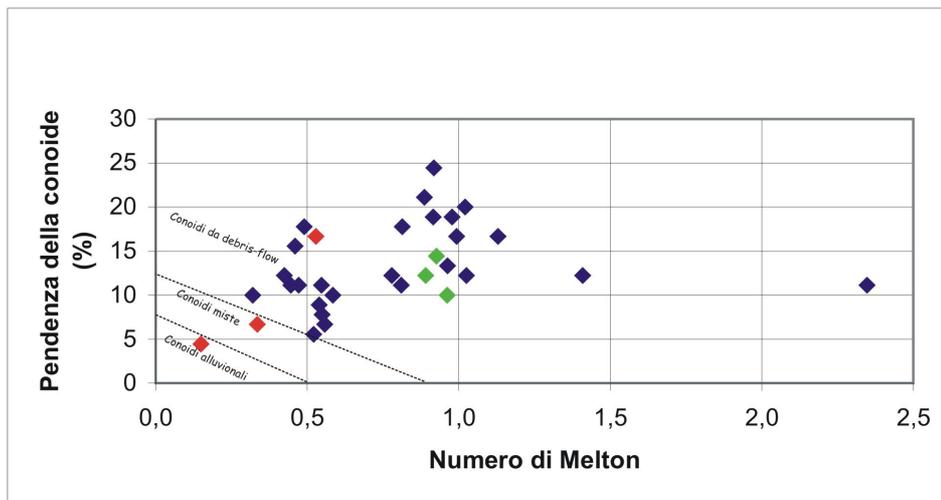


Fig. 10.8: Confronto tra le 32 conoidi indagate e la classifica proposta da Pasuto *et al.* (1992).

Infatti, non essendo stata riscontrata una buona correlazione tra il Numero di Melton e la pendenza delle 32 conoidi esaminate, i risultati ottenuti non hanno confermato la classificazione redatta durante il presente studio nella media valle del F. Mucone, sulla base delle osservazioni di campagna e di laboratorio. Solo una delle conoidi alluvionali e tre da colata detritica rientrano nei campi corrispondenti (Pasuto *et al.*, 1992; Marchi *et al.*, 1993) mentre tutte le altre appaiono distribuite casualmente. L'inefficacia del metodo nel contesto calabrese è da ricondurre alla grande variabilità del Numero di Melton, a sua volta associato alla notevole differenza in termini di estensione areale, sia delle conoidi (da 0,0007 km² a 0,1 km²) che delle aree-sorgente (da 42 km² a 0,1 km²), ed al dislivello tra le quote massime dei bacini e delle sezioni di chiusura (da un minimo di 162 m ad un massimo di 970 m).

L'applicazione "parziale" della metodologia ha consentito di osservare che le conoidi alimentate da bacini di notevole dimensioni (classe 3, aree maggiori di 1000000 m²) e caratterizzate da un accrescimento dovuto essenzialmente a fenomeni idrico-trattivi presentano un Numero di Melton compreso tra 0,1 e 0,5. Per le conoidi la cui origine è dovuta alla combinazione dei processi di

trasporto trattivo con quelli da colata detritica (classe 2, aree comprese tra 100000 m² e 1000000 m²) il Numero di Melton è compreso tra 0,42 e 2,35. Infine, tre conoidi (classe 1, aree fino a 100000 m²) sono il risultato di fenomeni esclusivamente da colata detritica e presentano valori del parametro in oggetto compresi tra 0,97 e 1,40.

Solo la classe 3 sembra mostrare un grado di determinazione ($R^2 = 0,53$) accettabile, tuttavia tale esempio non può essere tenuto in grande considerazione poiché basato su una popolazione poco rappresentativa di campioni.

Analoghe investigazioni effettuate in altri contesti geografici: Montagne Rocciose canadesi (Jackson *et al.*, 1987), Alpi orientali (Marchi *et al.*, 1993), Campania (Di Crescenzo, 2003) mostrano, invece, risultati confrontabili poiché tutte le conoidi generate da un particolare fenomeno rientrano in un preciso intervallo del Numero di Melton.

Come visto in precedenza, nel caso delle conoidi alpine (Marchi *et al.*, 1993) la soglia del Numero di Melton, entro cui le conoidi sono alimentate da colate detritiche, ha un valore che oscilla tra 0,29 e 0,43.

Per quanto riguarda lo studio condotto nell'area delle Montagne Rocciose canadesi, si osserva che l'intervallo del Numero di Melton compreso tra 0,25 e 0,3 rappresenta una soglia sotto la quale le conoidi hanno origine trattiva, mentre a valori maggiori corrispondono conoidi con origine ascrivibile a fenomeni da colata detritica (Jackson *et al.*, 1987). A questo andamento fanno eccezione solo 5 conoidi su un totale di 38.

Nell'area campana, il risultato ottenuto, suddiviso per contesti (Fig. 10.9), mostra una distribuzione delle conoidi concentrata nel campo, con valori del Numero di Melton maggiori di 0,75, in cui il ruolo delle colate detritiche appare decisamente preponderante.

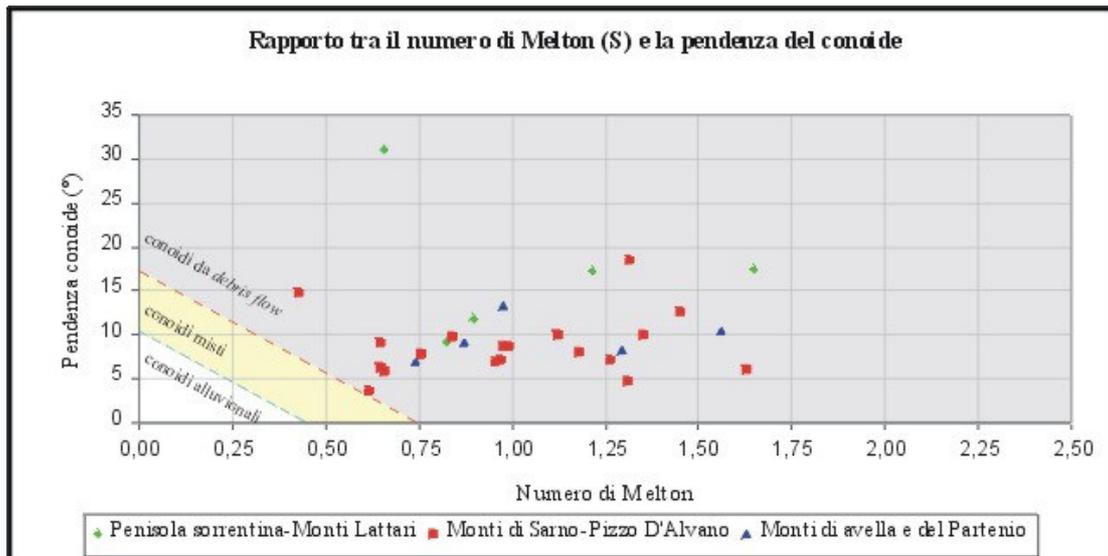


Fig. 10.9: Distribuzione di alcune conoidi campane in relazione al rapporto tra il Numero di Melton e la pendenza della conoide (Di Crescenzo, 2003).

La ragione della discrepanza tra ciò che si riscontra nel bacino del F. Mucone rispetto a quanto si verifica nelle altre aree geografiche citate è probabilmente da ricercare nella differente tipologia dei terreni coinvolti nelle colate detritiche che alimentano le conoidi. La pendenza della conoide è infatti funzione del tipo di sedimento che la compone, essendo essa proporzionale all'angolo di attrito (Nilsen, 1982). Le conoidi esaminate in questi diversi contesti, anche se si accrescono con i medesimi fenomeni, sono costituite da terreni con proprietà meccaniche e/o granulometria differenti.

Ad esempio, i terreni piroclastici che ricoprono i gruppi montuosi campani sono, in termini di granulometria, simili a quelli delle rocce cristalline calabresi (Parise & Calcaterra, 2000a; Calcaterra *et al.*, 2004). Entrambi possono essere definiti sabbioso-ghiaiosi, ma poiché sono di natura differente influenzano diversamente la deposizione (Johnson & Rodine, 1984). Le conoidi delle Alpi hanno, invece, curve granulometriche che ricadono più ampiamente nel settore dei blocchi (Bolley & Oliaro, 1999).

Un'ulteriore motivazione da citare in merito alle differenze riscontrate riguarda la definizione del Numero di Melton. Esso è proporzionale all'altezza di drenaggio del bacino che assume un *range* di valori molto ristretto (400 m per le quote massime dei bacini e 90 m per l'apice delle conoidi) sia nel caso delle conoidi alpine che per quelle campane (de Riso *et al.*, 1999).

Nel contesto calabrese, poiché si registra una marcata eterogeneità degli stessi parametri (940 m per le quote massime dei bacini e 260 m per l'apice delle conoidi), ne consegue che il Numero di Melton presenta una rilevante variabilità.

Da quanto definito sino ad ora è evidente il ruolo dei processi da colata detritica nelle conoidi del bacino del F. Mucone. Per caratterizzare questi eventi dal carattere impulsivo, e quindi l'evoluzione dell'intero bacino, un valido supporto si è avuto dalla ricostruzione della dinamica delle conoidi.

L'analisi fotointerpretativa del periodo 1955-1996 ha mostrato una notevole riduzione delle aree attive sulle conoidi con un forte incremento delle zone stabili. Questo *trend* è coerente con l'evoluzione del bacino che complessivamente tende alla stabilizzazione, ad eccezione della zona di Serra di Buda interessata ancora oggi da numerosi fenomeni di dissesto e di erosione. Infatti, dall'indagine geomorfologica di campagna emerge che attualmente le conoidi alla base del versante esposto a sud, in prossimità del centro abitato di Acri, mostrano chiari segni di riattivazione.

Tale situazione trova riscontro nell'assetto morfologico e litologico dei due versanti del bacino. Entrambi sono interessati dalla stessa tipologia di fenomeni, ma solo sul versante esposto a sud si registrano ancora oggi eventi distruttivi. Questo versante è infatti contraddistinto da acclività molto elevate (fino a 47°) e presenta volumi maggiori di roccia completamente alterata.

Le indagini di campagna hanno consentito di riconoscere eventi ascrivibili principalmente a colate detritiche e secondariamente a fenomeni trattivi. I primi presentano, a livello visivo, una distribuzione granulometrica differente che ha permesso di distinguerli in due tipologie.

I *Df* (colate detritiche molto viscosi) sono, infatti, caratterizzati da una grande eterogeneità dei materiali. Poiché le condizioni di moto incipiente sono sensibilmente influenzate dalla non uniformità dei materiali, si verifica una riduzione della mobilità individuale delle particelle di dimensioni minori che risultano "protette" da quelle di dimensioni maggiori. Queste ultime, invece, a causa della vicinanza delle prime, subiscono un aumento della mobilità. Durante le colate detritiche di tipo *Df* i grossi blocchi sono trascinati dalla "corrente" grazie all'aumento della densità della torbida prodotta dalla presenza di percentuali più o meno elevate di frazione fine (Bolley & Oliaro, 1999).

I *df* (colate detritiche poco viscosi), che risultano invece costituite da materiale più omogeneo con una riduzione della percentuale sottile, presentano spessori più ridotti. In questo caso la colata detritica può essere distinta in due fasi, il materiale più classato e la matrice fluida, che si spostano quasi indipendentemente (Blikra & Nemec, 1998). I clasti più grandi tendono a muoversi urtandosi a vicenda ed erodendo alla base, mentre la frazione più sottile si sposta nella porzione frontale della colata (Suwa, 1988; Nemec, 1990b).

Ciò che emerge con sicurezza dalle analisi di dettaglio sulle due conoidi F6 ed F9 è la presenza di diverse *facies* nell'ambito dello stesso corpo deposizionale. Ciò è da ricondurre ad una grande varietà granulometrica del materiale nei bacini a monte, per effetto dell'intenso *weathering*, ed a processi di versante differenti. Infatti, l'apporto di detrito in alveo è funzione della disponibilità totale del sedimento nell'impluvio (Van Stein, 1993).

I processi erosionali laminari od areali si verificano nella coltre più superficiale (terreni residuali e saprolitici) mentre le colate detritiche, più o meno viscosi, possono coinvolgere anche rocce meno alterate. E' ragionevole ipotizzare, quindi, che le conoidi esposte a sud siano il risultato di processi gravitativi e di dilavamento e che quelle esposte a nord si siano accresciute prevalentemente mediante fenomeni massivi.

10.4 RUOLO DELLA VEGETAZIONE NEI PROCESSI DI VERSANTE

10.4.1 Rapporti tra la dinamica dell'uso del suolo e la stabilità dei versanti in una porzione del bacino del F. Mucone

Dalle indagini eseguite in merito alla variazione dell'uso del suolo nell'area-campione del bacino del F. Mucone si è delineato l'importante ruolo di questo aspetto nella dinamica dei versanti in esame.

L'analisi temporale dei fotogrammi dal 1955 al 1996 ha messo in evidenza la diminuzione del manto vegetale sulle conoidi, mostrando un graduale passaggio da aree completamente nude ad aree a vegetazione arbustiva densa con alberi sparsi. Tale aspetto si è rivelato un utile elemento diagnostico per la definizione dell'attività. Dalla fotointerpretazione è emerso che tutte le 32 conoidi hanno subito globalmente una diminuzione di lobi attivi.

Durante le indagini di campagna condotte nel corso del presente studio, sono state registrate evidenze di riattivazione solo nelle conoidi alla base del versante esposto a sud. La differenza, in termini di stabilità, tra le conoidi alla base dei due versanti opposti trova riscontro nella ricostruzione dendrogeomorfologica. L'analisi dendrocronologica eseguita sulle conoidi-tipo F6 ed F9 è perfettamente coerente con la ricostruzione geomorfologica eseguita per le stesse. E' stato dimostrato, infatti, che la conoide esposta a nord è stabile da almeno 23 anni, mentre la conoide esposta a sud si è stabilizzata, eccetto il lobo attivo, da non più di 12 anni.

L'evoluzione della vegetazione sulle conoidi rispecchia quella delle aree a monte. Infatti, sui versanti si è rilevata una dinamica di tipo progressivo con una diminuzione dei coltivi e l'evidente aumento delle aree naturali sia in termini di arbusteti che di boschi. Negli ultimi 50

anni, nonostante l'incremento dell'area urbanizzata, si è registrato un progressivo abbandono delle pratiche agricole. Questo *trend* di tipo progressivo è stato in parte responsabile della generale propensione del bacino alla stabilizzazione. In passato la lavorazione dei terreni spesso non teneva conto delle razionali tecniche di coltivazione, creando vie preferenziali per il movimento dell'acqua e delle particelle di suolo. Inoltre, le vaste aree a pascolo erano sottoposte spesso a carichi di bestiame elevato (Cinnirella *et al.*, 1996).

Se si esaminano i risultati relativi all'incrocio eseguito tra la dinamica dell'uso del suolo (tra il 1950 ed oggi) e la franosità (Fig. 10.10) si possono fare considerazioni differenti sui due versanti della valle in questione.

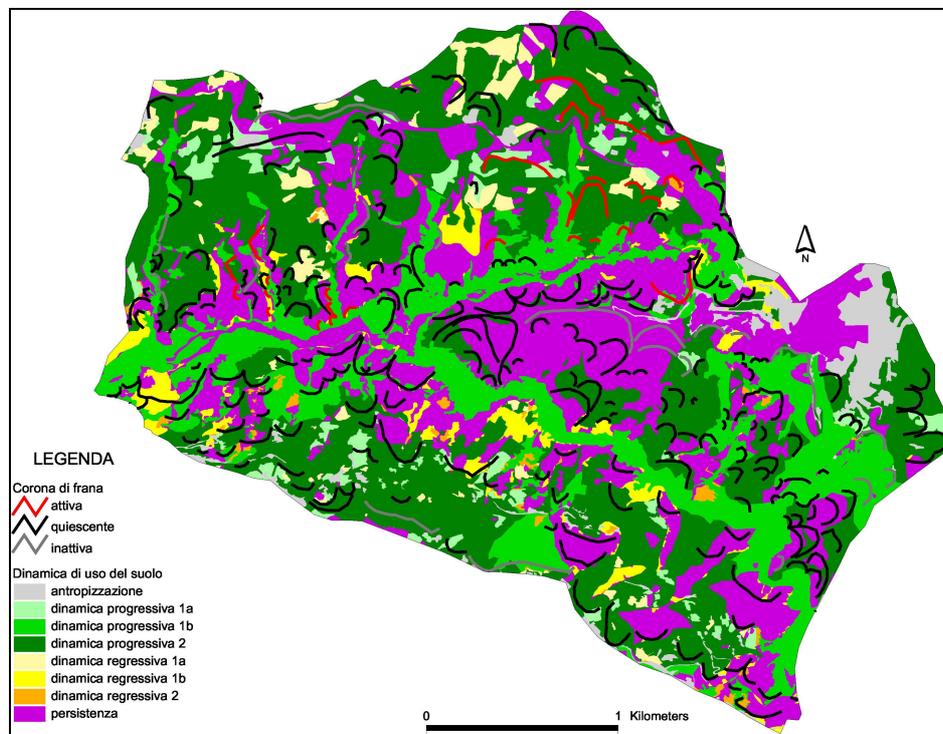


Fig. 10.10: Franosità nelle diverse classi di dinamica di uso del suolo.

I dati rilevanti sul versante esposto a sud (Fig. 10.11) sono: la presenza di frane attive, distribuite quasi tutte nelle classi di dinamica progressiva di tipo 1b e 2 (in totale l'11%), l'alta concentrazione di frane quiescenti nelle precedenti classi (50%) ed in quella della persistenza (21%), l'assenza di fenomeni di dissesto nella classe dell'antropizzazione.

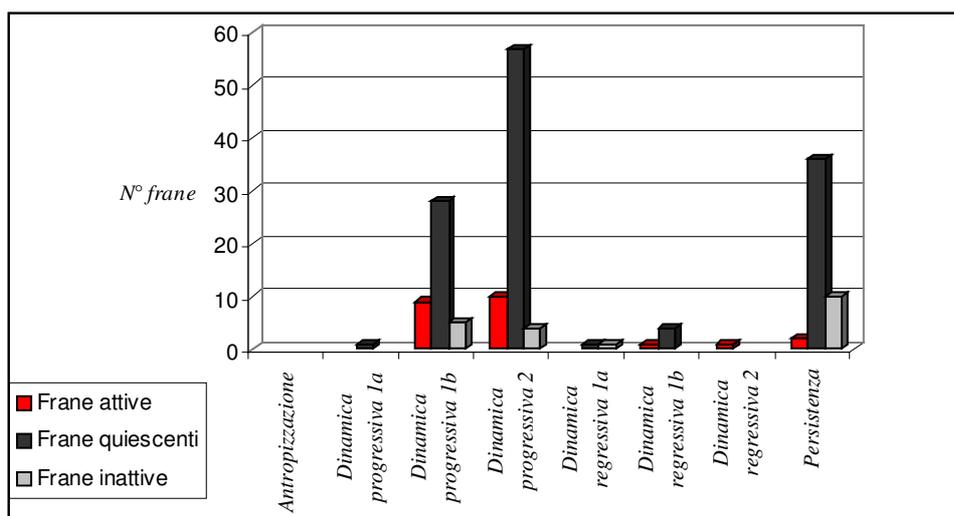


Fig. 10.11: Versante con esposizione a sud: distribuzione delle frane, suddivise per stadio di attività, nelle otto classi di dinamica di uso del suolo.

In altre parole, sul versante esposto a sud le classi che sembrerebbero maggiormente interessate da fenomeni di versante attivi e quiescenti sono quelle caratterizzate dal passaggio da seminativo a vegetazione naturale o bosco e le zone in cui non è stata registrata alcuna variazione di uso del suolo.

Le analisi condotte sul versante opposto (Fig. 10.12) consentono di rilevare invece: l'assenza di frane attive in tutte le classi e la presenza di molte frane quiescenti distribuite in tutte le classi della dinamica progressiva (49%) ed in quella della persistenza (39%).

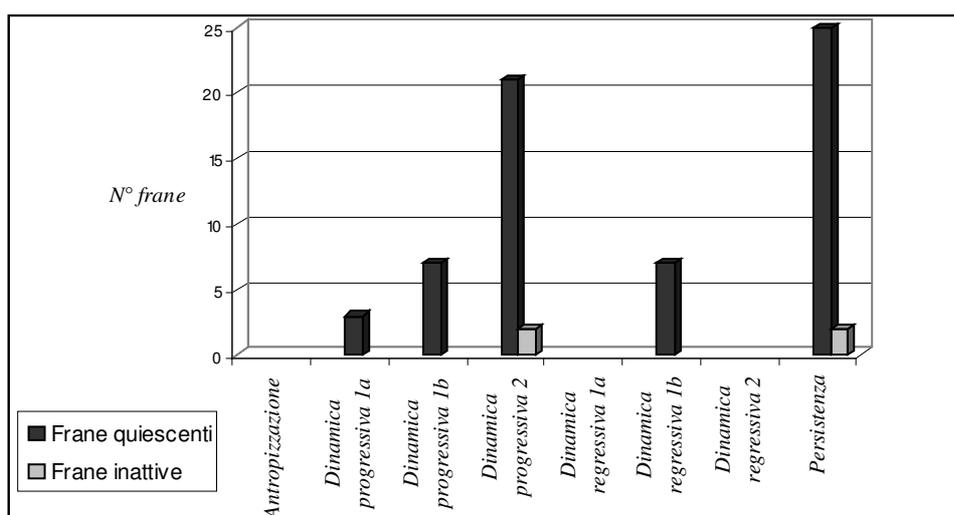


Fig. 10.12: Versante con esposizione a nord: distribuzione delle frane, suddivise per stadio di attività, nelle otto classi di dinamica di uso del suolo.

Sul versante esposto a nord nelle classi che testimoniano il cambiamento da coltivi a vegetazione arbustiva o boschiva e la persistenza delle aree naturali si localizzano tutte le frane rilevate.

Alla luce di ciò, la dinamica progressiva di uso del suolo da un lato ha favorito la tendenza alla stabilizzazione dell'intera area indagata, ma dall'altro, incrementando la percentuale di aree boschive, ha reso alcuni settori del bacino molto più vulnerabili agli incendi. Questo è tanto più vero per il versante esposto a sud che nel corso del tempo, è stato più suscettibile ad incendi le cui tracce si ritrovano oggi negli arbusti carbonizzati, nei tronchi degli alberi con segni di combustione e nella presenza di specie *post-incendio*.

Come noto (Wells, 1987; Imerson *et al.*, 1992; Scott, 1993; Booker, 1998) gli incendi, oltre a distruggere completamente o parzialmente il manto vegetale, creano dei livelli idrofobici che rappresentano una barriera all'infiltrazione dell'acqua in seguito alle piogge.

I risultati di uno studio condotto in alcune zone della California (Cannon, 2000) dimostrano che le colate detritiche più viscosi (*Df*) si attivano in rocce cristalline intensamente alterate in cui non necessariamente si sia verificato un incendio. Al contrario, l'innescò di una colata detritica meno viscosa (*df*) o di un evento trattivo (*wf*) dipende dalla presenza, anche se discontinua, di uno strato idrofobico.

Nel presente caso, il versante esposto a sud, molto soggetto ad incendi e sul quale affiorano rocce con scarse caratteristiche meccaniche, è predisposto a fenomeni di erosione ed a colate di detrito di differente viscosità. Sul versante esposto a nord, sul quale sono state rilevate rocce meno alterate e non si verificano periodicamente incendi, continuano processi di stabilizzazione testimoniati anche dalle conoidi a valle.

10.5 SUSCETTIBILITA' DA FRANA

Nell'ambito della stima della suscettibilità da frana il modello su base fisica SINMAP ha permesso di non limitare l'analisi alle sole aree già in frana, ma di estenderla anche a settori potenzialmente soggetti a fenomeni di dissesto.

Delle tre condizioni ipotizzate, la più interessante è rappresentata dalla (B) in cui i settori maggiormente esposti a fenomeni di dissesto risultano i versanti in destra e sinistra idrografica del T. Calamo e del F. Mucone, nei pressi di Acri. Se si esamina lo stralcio della Carta della suscettibilità ricavata nell'area-campione (Fig. 10.13), si evince che la maggior parte dei settori rientrano nel campo della soglia d'instabilità più bassa (42,7%), seguono aree instabili per soglia più alta (19,1%) e quelle instabili (6,3%). Il campo della stabilità comprende solo il fondovalle, poiché caratterizzato da pendenze ridotte.

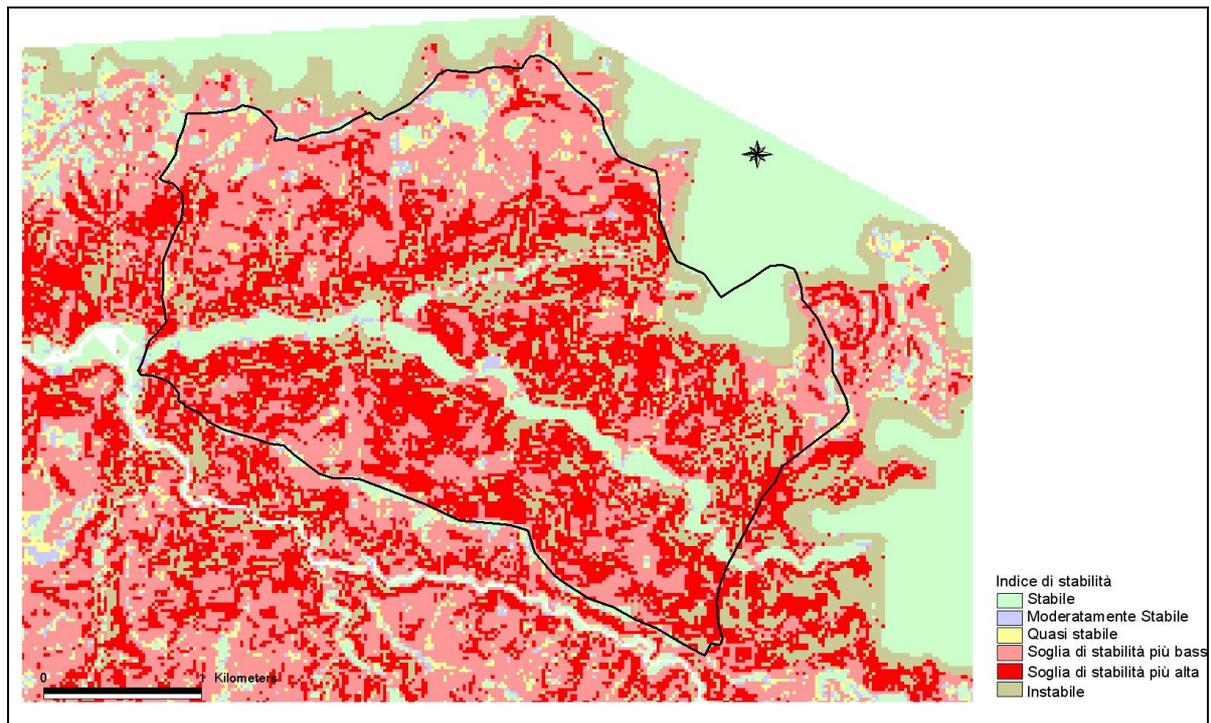


Fig. 10.13: Stralcio della carta della stabilità nell'area-campione.

Secondo i parametri inseriti nella condizione (B), lo scenario d'instabilità relativo dovrebbe verificarsi per valori di pioggia pari a 64,9 mm/g uguale alla media dei valori massimi mensili.

Poiché nel bacino del F. Mucone è stato provato per 12 casi di frane, su un totale di 15, l'innescò ad opera di piogge cumulate con valori confrontabili (Parise & Calcaterra, 1999) a quelli utilizzati, la condizione (B) può rappresentare bene una situazione di suscettibilità "reale".

In particolare, per la nota frana di Serra di Buda, riattivata nell'inverno 1998-99, potrebbero essere stati significativi i valori di pioggia cumulata nei 30 mesi precedenti all'innescò (Terranova *et al.*, 2004).

Il presente quadro confermerebbe una situazione tipica di quest'area in cui i principali eventi scatenanti, oltre ai terremoti (Mc Calpin & Nelson, 1996), sono le piogge. E' stato notato, infatti, che nei casi delle mobilitazioni franose come quelle di San Pietro in Guarano (Cascini, 1986) e di Luzzi (Calcaterra *et al.*, 2004) le riattivazioni si sono verificate in anni molto piovosi.

Gli eventi pluviometrici, influenzando notevolmente l'acquifero, giocano un ruolo importante nella suscettibilità alle frane. I movimenti, infatti, hanno luogo in seguito a riempimenti di fratture nelle rocce meno alterate oppure sono conseguenti all'innalzamento della falda nelle classi più alterate. Nel primo caso sono necessarie piogge brevi ed intense, mentre nel secondo piogge meno violente, ma prolungate (Cascini & Versace, 1990).

Dalla sovrapposizione della carta del *weathering* su quella della suscettibilità (Fig. 10.14) si nota che tutte le zone instabili ed instabili per soglia superiore ricadono per gran parte nelle aree in cui

affiorano rocce di III e IV classe. Questi settori, a più alta acclività, sono quelli in cui si ha una notevole predisposizione a franare relativamente a fenomeni di crollo o scivolamento.

Ciò può essere spiegato considerando che SINMAP non si basa sui diversi valori che potrebbe assumere la coesione per le differenti classi di alterazione, ma su un intervallo degli stessi valido per l'intera area.

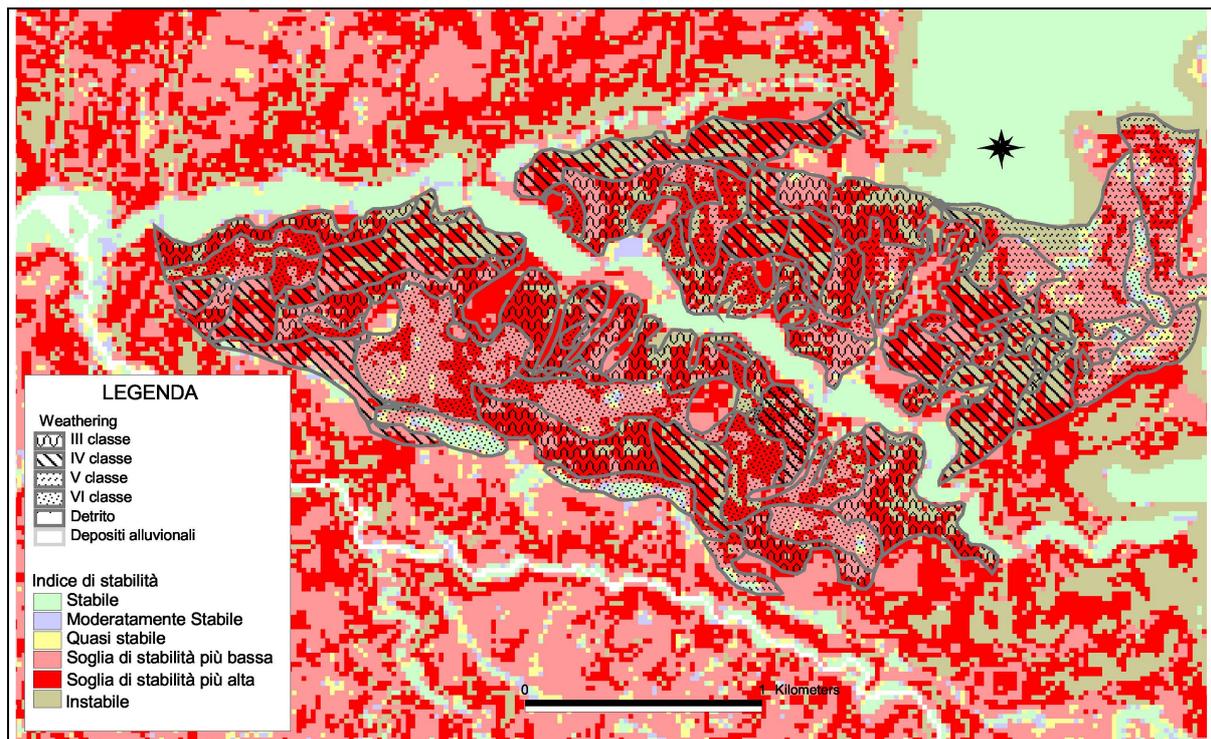


Fig. 10.14: Intersezione tra campi a diversa stabilità e classi di *weathering* nell'area-campione.

La V e la VI classe corrispondono per lo più a settori con soglie d'instabilità più alta e più bassa. Anche queste due classi si trovano in aree fortemente suscettibili a fenomeni di dissesto tipo scorrimento o scorrimento evolvente in colata con carattere impulsivo.

Per quanto riguarda l'incrocio della suscettibilità e dell'uso del suolo non sono state rilevate importanti correlazioni. Infatti, non è stata riscontrata una maggiore stabilità in corrispondenza delle prevalenti aree a dinamica progressiva. Ciò probabilmente dipende dal fatto che durante l'applicazione di SINMAP non sono stati inseriti dati relativi alla vegetazione, poichè non disponibili. Tuttavia, un elemento degno di nota sembra essere la coincidenza tra zone con una dinamica progressiva tipo 1b e zone stabili (Fig. 10.15). Non a caso questi settori corrispondono al fondovalle, ambiente in cui le acclività sono molto blande ed i depositi che vi affiorano sono alluvionali.

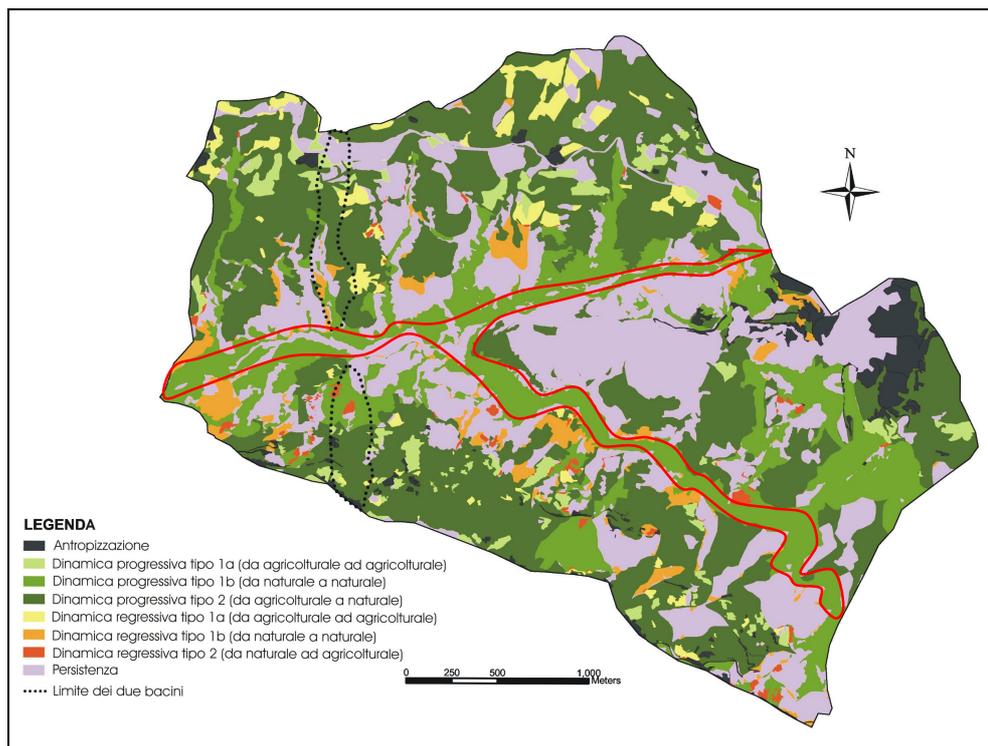


Fig. 10.15: Segnalazione di aree a dinamica progressiva che corrispondono a zone stabili.

Il metodo utilizzato nel presente studio, valido ai fini di una zonazione speditiva della suscettibilità, potrebbe essere considerato un valido strumento per ottenere una cartografia automatizzata in ambiente GIS molto diversa da quella attualmente reperibile.

Tra gli elaborati cartografici che evidenziano oggi le aree a maggior fragilità territoriale vengono segnalate le Carte del rischio secondo il PAI (2002). Dal confronto tra queste ultime (Fig. 10.16a-b) e la Carta della suscettibilità redatta durante il presente studio mediante SINMAP emergono alcune differenze:

- La Carta del PAI, valutando il rischio, è limitata solo alle aree in cui siano presenti insediamenti abitativi o infrastrutturali e segnala esclusivamente le principali infrastrutture e/o i nuclei urbanizzati. La Carta ottenuta con SINMAP comprende, invece, l'intera area indagata.
- Nel PAI vengono definite 4 classi di rischio, mentre SINMAP consente di zonare il territorio in 6 classi di stabilità.
- Gli elaborati dell'Autorità di Bacino sono "operatore-dipendenti" mentre il codice di calcolo utilizzato è basato su parametri geotecnici, idrologici e topografici.
- Il rischio-frana nel PAI è stato stimato considerando tutte le tipologie di frane; SINMAP consente, invece, di individuare aree potenzialmente suscettibili solo a frane superficiali.

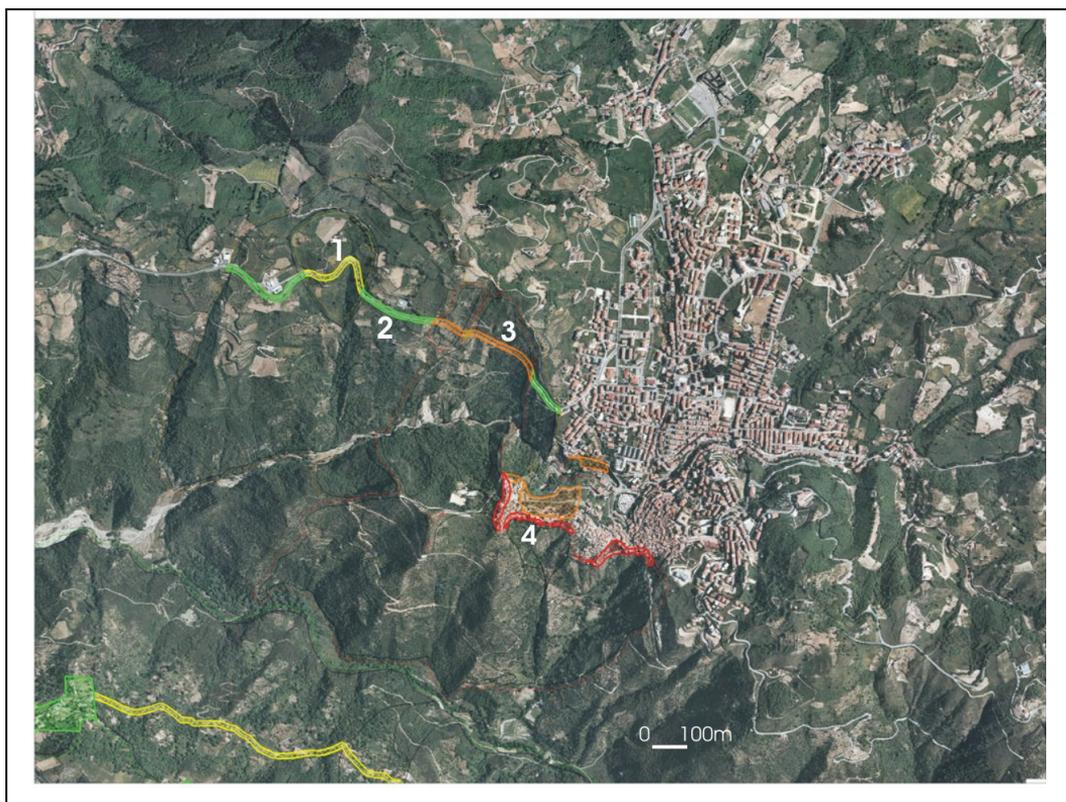


Fig. 10.16a: Carta del rischio secondo il PAI (2002) nei pressi di Aciri.

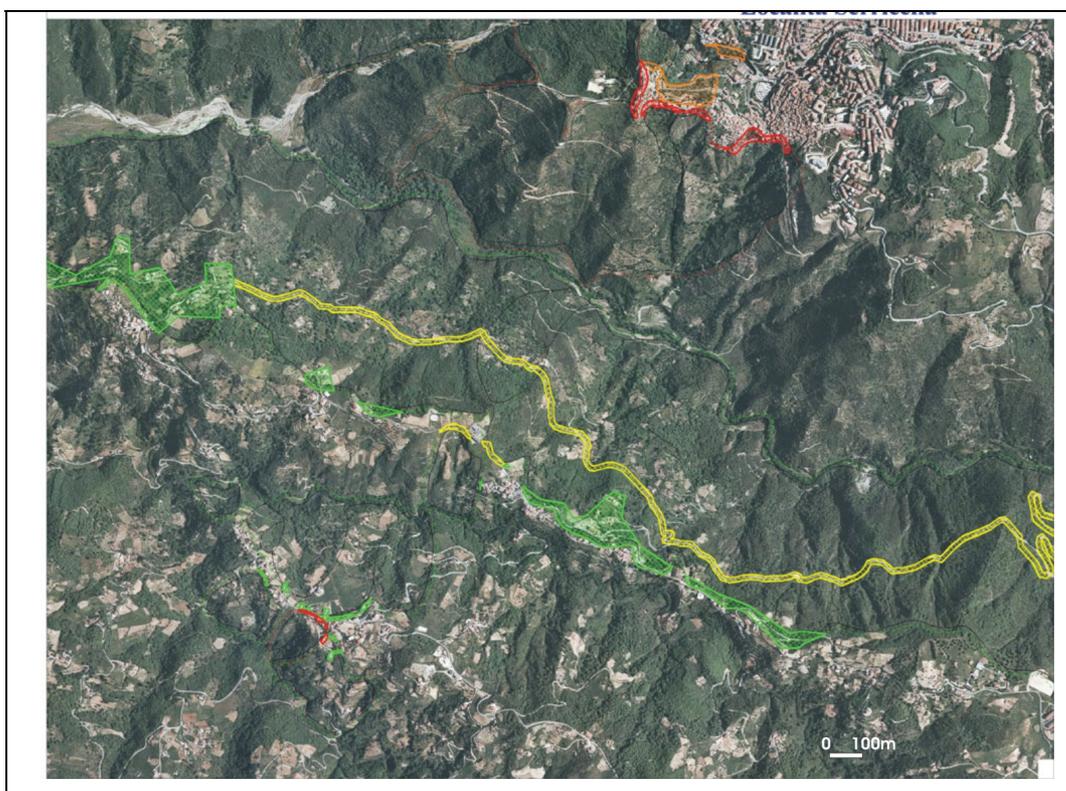


Fig. 10.16b: Carta del rischio secondo il PAI (2002) nei pressi di località Serricelle. 1) R1, rischio basso; 2) R2, rischio medio; 3) R3, rischio elevato; 4) R4, rischio molto elevato.

Tuttavia, il confronto tra gli elaborati dell'Autorità di Bacino e la Carta ricavata utilizzando il modello su base fisica, consente di evidenziare alcune analogie. Infatti, le aree a rischio R2, R3 ed R4 del PAI rientrano nei campi di SINMAP instabili per soglia inferiore e superiore. Le aree a rischio R4 coincidono, inoltre, nell'elaborato ottenuto, con le aree instabili.

CONCLUSIONI E PROSPETTIVE DELLA RICERCA

Questo studio rientra in un filone di ricerca che in Italia ha preso il via negli anni '80, sotto l'impulso di esperienze internazionali, concentrando l'attenzione in diversi contesti calabresi. Le attività svolte in passato dai vari gruppi di ricerca hanno preso spunto dall'osservazione di alcuni movimenti franosi con sede negli gneiss intensamente alterati del versante occidentale silano. Alla luce di ciò è sorta l'esigenza di definire l'influenza del *weathering* sulla stabilità dei versanti; in tale direzione si inserisce il presente studio, condotto nei settori medi del bacino del F. Mucone e del T. Ilice.

Gli scopi di questo lavoro sono stati la definizione delle relazioni esistenti tra caratteristiche geomorfologiche e *weathering* (al fine di ipotizzare modelli evolutivi per lo sviluppo delle tipologie di frana) e la caratterizzazione delle conoidi intrabacinali.

Nell'ambito dello studio condotto sull'alterazione nelle due aree in esame, gli obiettivi raggiunti sono stati: la descrizione degli aspetti geologici e la caratterizzazione dei fronti di alterazione. Nel Bacino del F. Mucone sono stati esaminati altri tre aspetti: l'evoluzione delle conoidi intravallive, la dinamica dell'uso del suolo e la suscettibilità da frane.

Le aree-campione del bacino del F. Mucone e del T. Ilice esemplificano una dinamica geomorfologica molto diffusa sul versante occidentale del Massiccio della Sila.

Dall'esame stereoscopico condotto sui due bacini risulta che, in un intervallo temporale compreso tra il 1955 ed il 1996, questi mostrano tendenze geomorfologiche differenti. Nel 1955 entrambi i siti sono caratterizzati dalla presenza di numerosi fenomeni d'instabilità. Bisogna considerare, infatti, che il periodo precedente alla prima levata aerea è stato contraddistinto da alluvioni che hanno colpito molti centri della provincia cosentina. Dal 1979 in poi si registrano un'evidente diminuzione delle aree di dissesto attive ed una complessiva tendenza della maggior parte delle frane alla quiescenza nel bacino del F. Mucone ed un incremento delle aree instabili nel bacino del T. Ilice.

Oltre ai settori riconosciuti in forte dissesto, alcune zone dei due bacini rimangono ancora oggi in una condizione d'instabilità "potenziale" dovuta al contesto tettonico, all'assetto geologico, alla topografia ed al regime climatico. Questi fattori predispongono le formazioni cristalline ad intensi fenomeni di *weathering* sviluppando profondi profili d'alterazione che spesso si differenziano da un versante ad un altro della stessa area di studio.

Ciò è tanto più evidente quando esiste una netta differenza di esposizione dei versanti, come nella valle del F. Mucone, i cui pendii sono esposti prevalentemente a sud o a nord. In questo caso, l'esposizione ha favorito l'accelerazione dei processi di *weathering* sul versante esposto a sud, sul quale si rilevano soprattutto terreni saprolitici, residuali e colluviali. Infatti, i più attivi ed importanti fenomeni gravitativi (scorrimenti, *sacküing*, colate detritiche) ed i processi di erosione *s.l.* sono concentrati particolarmente su questo versante.

Anche nel caso del bacino del T. Ilice si registrano diffusi fenomeni di dissesto sul versante esposto a sud. In questo bacino, però, la frana che ha creato maggiori danni negli ultimi decenni è localizzata soprattutto nel settore centrale dell'area (località Santo Miele) in cui affiorano, anche a notevoli profondità, le classi di alterazione maggiormente degradate.

Tutto ciò dimostra che, benchè la topografia e l'esposizione regolino i meccanismi d'alterazione, la tipologia e l'entità dei fenomeni di dissesto dipendono soprattutto dalla complessità del profilo di *weathering*. Infatti, l'alternanza irregolare delle classi di alterazione, con rilevanti anisotropie ed eterogeneità strutturali e granulometriche, influenza la circolazione idrica sotterranea e, di riflesso, la franosità.

Ad esempio, nel caso dell'Ilice la principale causa predisponente nell'insorgere della frana di Santo Miele sembra essere un livello di VI classe, avente matrice arenitico-pelitica, all'interno della V classe. Tale livello potrebbe fungere da tampone alla percolazione delle acque superficiali le quali, saturando la coltre superficiale, innescerebbero il movimento verso valle.

Nel complesso, nei due bacini sono individuabili due tipologie principali di dissesti: fenomeni d'instabilità superficiali nelle classi V e VI (colate detritiche, scorrimenti, scorrimenti evolventi in colata, erosione) e crolli, scorrimenti e frane in roccia lungo superfici di discontinuità preesistenti all'interno delle classi III e IV. I primi, come già segnalato in passato, si attivano senza segni premonitori e, mostrando un carattere intermittente, conferiscono al sito un'alta pericolosità.

L'intensità del *weathering* è strettamente controllata, come è noto, oltre che dal clima e dalla topografia, anche dalla neotettonica che, mediante sforzi diacroni, ha contribuito a generare più sistemi di fratturazione. Queste fasce di deformazione, associate ai piani di faglia, sono rappresentate da zone cataclastiche che sono vie preferenziali per l'infiltrazione delle acque meteoriche.

La tettonica svolge, quindi, un ruolo molto importante nell'evoluzione morfologica di questi bacini poiché controlla nel complesso la genesi delle diverse morfologie presenti.

Ad esempio, il reticolo idrografico che si sviluppa nelle due aree di studio si imposta lungo i piani di faglia principali e l'alveo della valle principale è incassato e stretto con impluvi minori in approfondimento. Solo nella porzione centrale del bacino del F. Mucone si osserva un alveo a canali intrecciati che ritorna, verso valle, nuovamente unicorsale. Queste discontinuità nel profilo longitudinale del corso d'acqua potrebbero essere dovute alla presenza di faglie che alterano profondamente i processi di erosione-sedimentazione.

L'apporto di detrito in alveo è strettamente dipendente dai "tempi di ricarica" degli spessori alterati nelle aree-sorgente, dalla granulometria dei terreni coinvolti e dalle precipitazioni che fungono da evento scatenante. Alla luce di ciò le considerazioni derivanti dallo studio delle conoidi del medio Mucone sono diverse:

- Le conoidi alla base del versante esposto a sud si riattivano ancora oggi poichè a monte sono presenti considerevoli spessori di terreni residuali e saprolitici. Viceversa nelle conoidi esposte a nord non si rilevano tracce di recenti riattivazioni perché nei bacini sottesi è stata riscontrata prevalenza di rocce meno alterate.
- Si potrebbe ipotizzare che le conoidi esposte a sud sono il risultato di processi gravitativi e di dilavamento mentre quelle esposte a nord si sono accresciute prevalentemente mediante fenomeni gravitativi.
- La differenza di *facies* nello stesso corpo deposizionale e tra quelli posti alla base dei due versanti dipende dalla presenza dei livelli idrofobici nei bacini a monte. Si è visto che la presenza, anche se discontinua, di tali strati influenza soprattutto l'innescò di processi erosionali in rocce completamente alterate ed in terreni residuali.
- Sul versante esposto a sud, colpito periodicamente da incendi, si verificano sia fenomeni gravitativi (colate detritiche) che processi di erosione. Al contrario, sul versante esposto a nord, non soggetto ad incendi, si hanno solo fenomeni gravitativi.
- Le considerazioni in merito ai rapporti *facies* deposizionale-*weathering* non possono essere estese con certezza a tutto il settore esaminato. Sarebbe necessario, infatti, eseguire le stesse indagini stratigrafiche ed altre di tipo sedimentologico su tutte le 32 conoidi rilevate per avere un quadro più esauriente delle dinamiche che si attuano nel sistema monte-valle.

La valutazione della suscettibilità alle frane superficiali eseguita con SINMAP nel bacino del F. Mucone ha confermato che esiste una notevole propensione ai dissesti di tale tipologia. Nella Carta della suscettibilità che meglio approssima la situazione reale, il 42,7% dell'area ricade nel campo con soglia d'instabilità inferiore. Ciò significa che non sono necessari fattori perturbanti per l'instabilità, essendo sufficiente la metà peggiore dei parametri considerati per

l'innescò delle frane. Il caso esaminato si verifica per precipitazioni pari a 63,5 mm/g, valore pari alla media dei massimi mensili calcolati in un intervallo temporale di 70 anni.

Concludendo, è stato provato ancora una volta che, nel contesto geologico e climatico in questione, il principale fattore predisponente, per l'instabilità di versante, è l'intenso stato di alterazione in cui versano gli gneiss considerati. Inoltre, la complessità dei profili di *weathering* controlla la tipologia e l'entità dei dissesti. Dal presente studio emerge, poi, il duplice ruolo della dinamica dell'uso del suolo che risulta, nel corso del tempo, fattore sia stabilizzante nei confronti dei fenomeni di dissesto che predisponente ad incendi. In tale ottica, le due principali cause scatenanti, eventi pluviometrici ed incendi, intervengono modellando il territorio in maniera differente.

Questi risultati costituiscono un incoraggiante stimolo a proseguire nella ricerca delle relazioni causali che legano i processi di *weathering* ai movimenti di versante, ritenendo significativo estendere le indagini ad altri siti delle pendici occidentali della Sila.

Ad esempio, per uno studio più esaustivo, sarebbe utile osservare le modificazioni fisico-chimiche e mineralogiche subite dagli gneiss al fine di verificare i processi di alterazione a livello microscopico. L'evoluzione dei processi di disfacimento sui minerali rappresenta, infatti, un ulteriore elemento che consente di valutare i rapporti tra il *weathering* e la franosità.

Quest'ultimo aspetto merita, inoltre, di essere approfondito alla luce di quanto detto in merito agli incendi. Gli strati idrofobici potrebbero essere caratterizzati e cartografati, analogamente alle aree colpite da incendi, per riscontrare eventuali correlazioni con la distribuzione delle frane.

Infine, sarebbe auspicabile proseguire le ricerche anche sulle conoidi, utilizzando i parametri morfometrici calcolati, per ottenere una stima della pericolosità da frana nell'intera fascia intravalliva.

NOTE BIBLIOGRAFICHE

AGNOLETTI M. (2002): *Il paesaggio agro-forestale toscano, Strumenti per l'analisi, la gestione e la conservazione*, ARSIA, 158 pp.

ALLEN J. R. L., ELLIOT T., WILLIAMS B. P. J. (1981): Old red Sandstone and Carboniferous fluvial sediments in South Wales, In: T. Elliot (Eds.), *Field guides to modern and ancient fluvial systems in Britain and Spain*, The Second International Conference on fluvial sediments, University of Keele, United Kingdom, 1:1.39.

ALMAGIA' R. (1910): Studi geografici sulle frane in Italia, *Mem. Soc. Geograf. It.*, 14 (2).

AMADESI E., VIANELLO G., BONFATTI F., PIGNONE R., PRETI D. (1977): *Guida alla realizzazione di una carta della stabilità*, Regione Emilia Romagna, MB, T6, Pitagora.

AMADESI E. & VIANELLO G. (1985): Metodologia per la realizzazione della carta della stabilità, *Geol. Appl. e Idrogeol.*, 20: 127-141.

AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E., ZUPPETTA A. (1976): L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide, *Mem. Soc. Geol. It.*, 17: 1-60.

ANTRONICO L. (1994): *Dati storici preliminari su alcuni eventi franosi nell'area di Montalto Uffugo*, CNR-IRPI, Cosenza, R.I. 382.

APAT (2003): Guida Tecnica alla Validazione I & CLC2000.
http://www.clc2000.sinanet.apat.it/cartanetclc2000/clc2000/area_download.asp.

ARSSA (2003): *I suoli della Calabria, (scala 1:250.000)*, Rubbettino.

ASICal - Osservatorio di documentazione ambientale, Dipartimento di Difesa del Suolo, Unical.
<http://www.camilab.unical.it>

AVI – Aree vulnerate italiane.
<http://www.avi.gndci.cnr.it>

BARATA F. E. (1969): Landslides in the tropical region of Rio de Janeiro, 7th Int. Conf. Soil Mach. Found. Engng., Mexico, II: 507-516.

BARTON N. & CHOUBEY V. (1977): The shear strength of Rock Joints in Theory and Practice, *Rock Mechanics*, 10: 1-54.

BAUM R. L., GODT J. W., HARP E. L., MCKENNA J. P. & MCMULLEN S. R. (2005): Early warning of Landslides for rail traffic between Seattle and Everett, Washington, USA,

In: Hungr O., Fell R., Couture R. and Ebdhardt E. (Eds.), Landslides Risk Management, The 2005 International Conference on Landslide Risk Management, New York, 731-740.

BAYNES F.J., DEARMAN W. R., IRFAN T. Y. (1978): Practical assessment of grade in a weathered granite, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 18: 101-109.

BELL F. G. & MAUD R. R. (1999): Landslides associated with the colluvial soils overlying the Natal Group in the greater Durban region of Natal, South Africa, *Environmental Geology*, 39 (9).

BERTOZZI R., BUSCAROLI A., FICHERA D., GHERARDI M. & VIANELLO G. (1995): L'applicazione del sistema informativo territoriale per lo studio delle unità di paesaggio e delle modificazioni della copertura vegetale, In: Bagnaresi U. & Vianello G. (Ed.), Copertura Forestale e Territorio, Franco Angeli, 95-126.

BEVEN K. F. & KIRKBY M. J. (1979): A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sci. Bull.*, 24: 43-69.

BLAIR T. C. & McPHERSON J. (1994): Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages, *J. Sedim. Res.*, A64 (3): 450-489.

BLISSENBACH E. (1954): Geology of alluvial fan in semiarid regions, *Bulletin of the Geological Society of America*, 65: 175-190.

BLIKRA L. H. & NEMEC W. (1998): Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record, *Sedimentology*, 45: 909-959.

BOLLEY S. & OLIARO P. (1999): Analisi dei debris flows in alcuni bacini campione dell'Alta Valle di Susa, *Geom*, Marzo: 69-74.

BONGIO E. & PUPPO M. (2002): Il GIS e la modellistica per le applicazioni ambientali, *DDD, Rivista trimestrale di disegno digitale e Design*, 1 (4): 95-101.

BOOKER F. A. (1998): *Landscape and management response to wildfires in California*, M. S. thesis, University of California at Berkeley, California.

BOTTARI A., LO GIUDICE E., NICOLETTI P. & SORRISO-VALVO M. (1981): The Ferruzzano earthquake of 1978: macroseismic effect and slope stability conditions in southern Calabria (Italy), *Rev. Geol. Dynam. Geogr. Phys.*, 23: 73-84.

BRAND E. W. (1990): Evolution of classification scheme for weathered rock, The Second International Conference on Geomechanics in Tropical Soils, 2: 515-518.

BRAUN BLANQUET J. (1932): *Plant sociology*, Mc Graw-Hill. New York.

BROOKS S. M., CROZIER M. J., PRESTON N. J. ANDERSON M. G. (2002): Regolith stripping and the control of shallow translational hillslope failure: application of two-dimensional coupled soil hydrology-slope stability model, Hawke's Bay, New Zealand, *Geomorphology*, 45: 165-179.

BRULLO S., CAMPO G., COLOMBO P., SALMIERI C. & VENORA G. (2004): Morfologia, cariologia e anatomia foliare del genere *Dittrichia* Greuter (Asteraceae), *Informatore Botanico Italiano*, 36: 489-496.

BULL W. B. (1964a): Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno Country, California, *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 352 (E): 89-125.

CADET J., BONNEAU M., CHARVET J., CIRIC B., DURR S., ELTER P., FERRIERE J., SCANDONE P., THIEBAULT F. (1980): Les chaines de la Mediterranee moyenne et orientale, Congrès Geologique, Geologie des chaines alpines de la tethys, Parigi.

CALCATERRA D. & DE RISO R. (1995): L'influenza del weathering sulle caratteristiche geologico-tecniche di ammassi granitoidi: osservazioni preliminari su un'area nelle serre meridionali (Calabria), In: Bonari G., De Vivo B., Gasparini P., Vallario A. (Ed.), Cinquanta anni di attività didattica e scientifica del prof. Felice Ippolito, Liguori, 81-88.

CALCATERRA D. & PARISE M. (2000): The contribution of historical information in the assessment of landslide hazard, In: Albini F. Frances & Glade T. (Eds.), The use of historical data in natural hazard assessments, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 201-217.

CALCATERRA D. & PARISE M. (2005): Landslide types and their relationships with weathering in a Calabrian basin, southern Italy, *Bull. Eng. Geol. Environ*, 64: 193-207.

CALCATERRA D., BRUNO D. E., PARISE M., SILVESTRI F., CRITELLI S., CAPPARELLI G. (2004b): Effects of weathering on slope instability in gneissic rocks at Luzzi, In: Lacerda A., Ehrlich M., Fontoura S. A. B. & Sayao A. S. F. (Eds), Landslides: evaluation e stabilization, 2: 1233-1239.

CALCATERRA D., DE RISO R., EVANGELISTA A., NICOTERA M. V., SANTO A., SCOTTO DI SANTOLO A. (2004a): Slope instabilities in the pyroclastic deposits of the carbonate apennine and the phlegrean district (Campania, Italy), Occurrence and Mechanisms of Flows in Natural Slopes and Earthfills, Sorrento, 61-75.

CALCATERRA D., IETTO A., DATTOLA L. (1993): Aspetti geomeccanici ed idrogeologici di ammassi granitoidi (Serre calabresi), *Boll. Soc. Geol. It.*, 112: 395-422.

CALCATERRA D., PARISE M., DATTOLA L. (1996): Caratteristiche dell'alterazione e franosità di rocce granitoidi nel bacino del T. Alaco (Massiccio delle Serre, Calabria), *Boll. Soc. Geol. It.*, 115: 3-28.

CALOIERO D. (1975): *Le precipitazioni in Calabria nel cinquantennio (1921-70) e carta delle isoiete alla scala 1: 500.000*, CNR-IRPI, Cosenza, Geodata 36.

CALOIERO D. & MERCURI T. (1980): *Le alluvioni in Calabria dal 1921 al 1970*, CNR-IRPI, Cosenza, Geodata 7.

CALOIERO D., MILITI L., VERSACE P., ZUFFA G. G. (1977): Modificazioni indotte da eventi di piena in un tronco di alveo torrentizio (Bacino sperimentale del T. Ilice-Calabria), *Geologia applicata ed Idrogeologia*, XII (I): 37-59.

- CALOIERO D., NICCOLI R., REALI C. (1990): *Le precipitazioni in Calabria (1921-1980)*, CNR-IRPI, Cosenza, Geodata 36.
- CALVO A. & CERDA' A. (1994): An example of the changes in the hydrological and erosional response of soil after fire, Pedralba (Valencia), Spain, In: Sala, M. and Rubbio, J. L., Soil erosion as a consequence of forest fire, *Geoforma*, Logrono, Spain, 99-110.
- CANNON S. H. (2000): Debris-flow response of southern California watersheds burned by wildfire, In: Wieczorek G. F & Naeser N. D. (Eds.), Debris-flow hazards mitigation, mechanics, prediction, and assessment, Taipei, Taiwan, 45-52.
- CARDELL C., RIVAS T., MOSQUERA M. J., BIRGINIE J.M., MOROPOULOU A., PRIETO B., SILVA B., VAN GRIEKEN R. (2003): Patterns of damage in igneous and sedimentary rocks under condition simulating sea-salt weathering, *Earth Surface Processes and Landforms*, 28: 1-14.
- CARRARA A. & MERENDA L., (1976): Landslide inventory in Northern Calabria, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 1153-1162.
- CARRARA A., SORRISO-VALVO M. & REALI C. (1982): Analysis of landslides form and incidence by statistical techniques, Southern Italy, *Catena*, 9: 35-62.
- CARRARA A., D'ELIA B., SEMENZA E. (1985): Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi, *Geol. Appl. Idrog.*, XX (II): 223-243.
- CARSON M. A. & KIRKBY M. J. (1972): *Hillslope form and process*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, England, 475 pp.
- CASCINI L. (1986): Movimenti discontinui di una coltre di detrito della Sila Grande, XVI Convegno Nazionale di Geotecnica, 1: 181-190.
- CASCINI L. & GULLA' G. (1993): Caratterizzazione fisico meccanica di terreni prodotti dall'alterazione di rocce gneissiche, *Rivista italiana di Geotecnica*, 2: 1-23.
- CASCINI L. & VERSACE P. (1988): Relationship between rainfall and landslide in a gneissic cover, The 5th Int. Symp. On Landslides, Losanna, 565-570.
- CASCINI L. & VERSACE P. (1990): Eventi pluviometrici e movimenti franosi, Il dissesto idrogeologico in Calabria, CNR-IRPI, Cosenza, Rubbettino, 663-689.
- CASCINI L., CRITELLI S., DI NOCERA S., GULLA' G. (1988): Studio della franosità in un'area campione della Sila Grande, Atti del Gruppo nazionale di Coordinamento degli studi di Ingegneria Geotecnica, CNR-IRPI, Cosenza, 191-195.
- CASCINI L., CRITELLI S., DI NOCERA S., GULLA' G. (1990): Approccio metodologico allo studio della franosità in un'area campione della Sila Grande, Atti del Gruppo nazionale di Coordinamento degli studi di Ingegneria Geotecnica, CNR-IRPI, Cosenza.
- CASCINI L., CRITELLI S., DI NOCERA S., GULLA' G. (1991a): Osservazioni preliminari sulla franosità del comprensorio di San Pietro in Guarano, Studi trentini di Scienze Naturali, *Acta Geologica*, 68: 135-153.

CASCINI L., CRITELLI S., DI NOCERA S., GULLA' G. (1991b): Carta del grado di alterazione degli gneiss di San Pietro in Guarano (CS), scala 1:5.000, SO.ME.A.Z.A (Ed.).

CASCINI L., CRITELLI S., DI NOCERA S., GULLA' G. (1992a): A metodological approach to landslide hazard assessment: a case history, In: Bell D. H. (Eds.), The VIth International Symposium on Landslide, New Zealand, 2: 899-904.

CASCINI L., CRITELLI S., DI NOCERA S., GULLA' G., MATANO F. (1992b): Grado di alterazione e franosità negli gneiss del Massiccio Silano: l'area di San Pietro in Guarano (Cs), *Geologia Applicata ed Idrogeologia*, 27: 49-76.

CASTIGLIONI G.B. (1991): *Geomorfologia*, UTET, Torino, 436 pp.

CERDA' A. (1998): The influence of geomorphological position and vegetation cover on the erosional and hydrological processes on a Mediterranean hillslope, *Hydrological Processes*, 12: 661-671.

CHABAS A. & JEANNETTE D. (2001): Weathering of marbles and granites in marine environment: petrophysical properties and special role of atmospheric salts, *Environmental Geology*, 40 (3): 359-368.

CHIGIRA M. (2001): Micro-sheeting of granite and its relationship with landsliding specifically after the heavy rainstorm in June 1999, Hiroshima Prefecture, Japan, *Engineering Geology*, 59: 219-231.

CINNIRELLA S., PETRUCCI O., GABRIELE S. (1997): Il ruolo della copertura forestale nell'evento alluvionale di Crotona, In: Gabriele S. (Ed.), Crotona e l'evento alluvione del 14 ottobre 1996, CNR-GNDICI, Cosenza, 1891: 1-21

COLELLA A. (1987): Fluvial dominated and wave-influenced Gilbert-type fan deltas in the extensional Crati Basin (southern Italy), Abstr., Int., Ass., Sedim., 8th Europ. Reg. Meeting, Tunis, 524-525.

CORTESE E. (1895): Descrizione geologica della Calabria, *Mem. Descr. Carta Geol. d'It*, 9: 310.

COTECCHIA V., TRAVAGLINI G., MELIDORO G. (1969): I movimenti franosi e gli sconvolgimenti della rete idrografica prodotti in Calabria dal terremoto del 1783, *Geol. Appl. Idrogeol.*, 4: 1-24.

COTTON C. A. (1952): *Geomorphology*, Whitcombe, New York, 505 pp.

CRITELLI S. (1988a): *Geologia del bacino del T. Corno (Sila Grande, Calabria settentrionale)*, CNR-IRPI, Cosenza, R. I. 246.

CRITELLI S. (1988b): *Caratterizzazione dei profili di alterazione sviluppato sugli gneiss dell'area di San Pietro in Guarano (Sila Grande, Calabria settentrionale)*, CNR-IRPI, Cosenza, R. I. 248.

CRITELLI S. & GABRIELE S. (1991): Lineamenti fisici e climatici della Calabria, In: Antronico L., Critelli S., Gabriele S., Versace P. (Ed.), *Indagine a scala regionale sul dissesto idrogeologico in Calabria provocato dalle piogge dell'inverno 1990*, CNR-IRPI, Cosenza, Bios, 9-49.

CRITELLI S. & LE PERA E. (1991): *Prime indagini petrografiche sulla valutazione del grado di alterazione degli gneiss di San Pietro in Guarano (Sila Grande)*, CNR-IRPI, Cosenza, R. I. 331.

CRITELLI S. & LE PERA E. (2000): *Carta geologica della Calabria (scala 1:250000)*, In Gabriele S. (Ed.), *Valutazione delle piene in Calabria*, CNR-GNDICI, Cosenza.

CRITELLI S. & LE PERA E. (2004): Provenance relations and modern sand petrofases in an uplifted thrust-belt, northern Calabria, Italy, In: Basu A. & Valloni R. (Eds), *Quantitative Provenance Studies in Italy, Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia*, 26-38.

CRITELLI S., GULLA' G., MATANO F. (1991): L'alterazione delle rocce cristalline e sua incidenza sulla franosità in Calabria, In: Antronico A., Critelli S., Gabriele S., Versace P. (Ed.), *Indagine a scala regionale sul dissesto idrogeologico in Calabria provocato dalle piogge dell'inverno 1990*, CNR-IRPI, Cosenza, Bios, 51-73.

CROWTHER E. M. (1930): The relation of climate and geological factors to the composition of the clay and the distribution of soil type, *Proc. R. Soc.*, 107: 10-30.

CRUDEN D. M. & VARNES D. J. (1996): Landslide type and processes, In: Turner A. K. and Schuster R. L. (Eds.), *Landslides. Investigation and mitigation*, *Nat. Acad. Press*, Washington, 36-75.

DAI F. C., LEE C. F., NGAI Y. Y., (2002): Landslide risk assessment and management: an overview, *Engineering Geology*, 64: 65-87.

DEARMAN W. R. (1974): Weathering classification in the characterisation of rock for engineering purposes in British practice, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 9: 33-42.

DEARMAN W. R. (1976): Weathering classification in the characterisation of rock: a revision, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 13: 123-127.

DEARMAN W. R., BAYNES F. J., IRFAN T. Y. (1976) : Practical aspect of periglacial effects on weathered granite, *Proceedings Ussher Society*, 4: 192-203.

DEBANO L. F. (2000): Fire induced water repererency: an erosional factor in wildland environments, *USDA Forest Service Proceedings*, 13: 307-310.

DE BARTOLO F. (2001): *Geologia della bassa media e bassa valle del F. Mucone*. Tesi di laurea, Università degli Studi della Calabria, Arcavacata, Cosenza.

DEERE D. U. & PATTON E. D. (1971): Slope stability in residual soils, IVth Panamerican Conference Soil Mechanics Foundation Engineering, San Juan, Puerto Rico, *American Society of Civil Engineers*, 1: 87-170.

DE RISO R., BUDETTA P., CALCATERRA D., SANTO A. (1999): Le colate rapide in terreni piroclastici del territorio campano, In: Peila D. (Eds.), *Previsione e prevenzione di movimenti franosi rapidi*, Geam, 133-150

DI CRESCENZO G. (2003): *Le colate rapide in Campania nei contesti carbonatici: studio dei caratteri stratigrafici e morfometrici ai fini della valutazione delle zone di innesco-transito e del limite di massima invasione*. Tesi di dottorato, Università degli Studi "Federico II", Napoli.

DIMASE A. C. & IOVINO F., (1996): I suoli dei bacini idrografici del Trionto, Nicà e torrenti limitrofi (Calabria), Scala 1:100.000, *Accademia italiana Scienze forestali*, 112.

DI NOCERA S., ORTOLANI F., RUSSO M. & TORRE M. (1974): Successioni sedimentarie e limite Miocene-Pliocene nella Calabria settentrionale, *Boll. Soc. Geol. It.*, 98: 559-587.

DOUGLASS A. E. (1941): Crossdating in dendrochronology, *Journal of Forestry*, 39 (10): 825-831.

DRAMIS F. & SORRISO VALVO M. (1983): Two case of earthquake-triggered gravitational spreadind in Algeria and in Italy, *Rend. Soc. Geol. Italy*, 38: 231-243.

DRAMIS F., MAIFREDI P., SORRISO-VALVO M. (1985): Deformazioni gravitative profonde di versante. Aspetti geomorfologici e loro diffusione in Italia, *Geol. Appl. Idrogeol.*, 20: 377-390.

DREW F. (1973): Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper Indus Basin, *Geological Society of London Quaternary Journal*, 29: 441-471.

DUNJÓ G., PARDINI G. & GISPERT M. (2003): Land use change effects on abandoned terraced soils in a Mediterranean catchment, NE Spain, *Catena*, 52: 23-37.

DUZGOREN- AYDIN N. S., AYDIN A., MALPAS J. (2002): Distribution of clay mineral along a weathered pyroclastic profile, Hong Kong, *Catena*, 50: 17-24.

DYKES A. P. (2002): Weathering-limited rainfall-triggered shallow mass movements in undisturbed steepland tropical rainforest, *Geomorphology*, 46: 73-93.

EGLI M., MIRABELLA A., SARTORI G., FITZE P. (2003): Weathering rates as a fuction of climate: results from a climosequence of the Val Genova (Trentino, Italian, Alps), *Geoderma*, 11 (1-2): 99-121.

EHLEN J. (2002): Some effects of weathering on joints in granitic rocks, *Catena*, 49: 91-109.

ERSOY A. & WALLER M. D. (1995): Textural characterisation of rocks, *Engineering Geology*, 39: 123-136.

FAIRBRIDGE R. (1968): *The Encyclopedia of geomorphology*, Reinhold Book corp., New York, 1295.

FREGA G. A., LANZAFAME G., MARONE V., TAZIOLI G. S., ZUFFA G. G. (1976): Il bacino sperimentale del T. Ilice (Calabria), *Geologia applicata ed idrogeologia*, XI (I): 65-95

FOOKES P. G. (1978): Engineering problems associated with ground conditions in the Middle East: inherent ground problems, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 11: 35-50.

FOOKES P. G., DEARMAN W. R., FRANKLIN J. A. (1971): Some engineering aspects of rock weathering with field examples from Dartmoor and elsewhere, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 4: 139-185.

FOUCHE' O., COJEAN R., ARNOULD M. (2001): Caractérisation géologique et géométrique de la fracturation naturelle d'une formation granitique à partir de carottes de forages, *Bull. Eng. Geol. Env.*, 60: 231-240.

FRITTS H. C. (1976): *Tree-rings and climate*, Academic Press, London, 567 pp.

GEOLOGICAL SOCIETY ENGINEERING GROUP WORKING PARTY REPORT (1995): The description and classification of weathered rocks for engineering purposes, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 28: 207-242 .

GEOTECHNICAL CONTROL OFFICE (1984): *Geotechnical manual for slopes*, Geotechnical Control Office, Engineering Development Department, Hong Kong.

GEOTECHNICAL CONTROL OFFICE (1988): *Guide to rock and soil descriptions*. Geotechnical Control Office, Civil Engineering Services Department, Hong Kong, Geoguide, 3.

GHISETTI F. & VEZZANI L. (1979): Strutture crostali della Calabria e della Sicilia: loro evoluzione geodinamica, Sorveglianza dei vulcani attivi e rischio vulcanico, CNR, P.F., *Geodinamica*, Catania, 235: 2-28.

GHISETTI F. & VEZZANI L., (1982): The recent deformation mechanism of the Calabrian, *Arc. Earth Evol. Sci.*, 3: 197-206.

GLENNIE K. W. (1970): *Desert sedimentary environment*, Elsevier, Amsterdam.

GLIOZZI E. (1988): *I terrazzi marini del Pleistocene superiore della penisola di Crotona*. Tesi di dottorato, Università di Napoli, 153 pp.

GÓMEZ-VILLAR A., MONTSERRAT G., ORTIGOSA L. & GARCÍA-RUIZ, J. M. (1994): Colonización vegetal y actividad geomorfológica en abanicos aluviales del Pirineo Central español, *Cuaternario y Geomorfología*, 8: 53-63.

GULLA' G. & MATANO F. (1994): Proposta di una procedura per il rilievo del grado di alterazione di gneiss su fronti rocciosi, *Geologica Romana*, 30: 227-238.

GULLA' G., ACETO L., GRECO R., NICEFORO D. & DODARO F. (2001): *Definizione preliminare del modello geotecnico della frana di Serra di Buda (Acri- Calabria)*, CNR-IRPI, Cosenza, R. I. 507.

GULLA' G., ANTRONICO L., TERRANOVA O., ACETO L., NICEFORO D., CILENTO M. & PERNA E. (2002): Scenari di collasso per la frana di Serra di Buda (Acri-Cs), Conservazione dell'ambiente e rischio idrogeologico, Convegno Nazionale Assisi, 505-512.

GULLA' G., ACETO L., ANTRONICO L., CILENTO M., NICEFORO D., PERNA E. & TERRANOVA O. (2004): Failure and post failure conditions of a landslide involving weathered and degraded rocks, In: Lacerda A., Ehrlich M., Fontoura S. A. B. & Sayao A. S. F. (Eds), *Landslides: evaluation e stabilization*, 2: 1241-1252.

GUZZETTA G. (1974): Ancient tropical weathering in Calabria, *Nature*, CCLI (5473): 302-303

GUZZETTI F. & REINCHENBACH P. (1994): Towards a definition of topographic division for Italy, *Geomorphology*, 11: 57-74.

HAMMOND C., HALL D., MILLER S. & SWETIK P. (1992): Level I Stability Analysis (LISA) Documentation for Version 2.0, General Technical Report INT-285, USDA Forest Service Intermountain Research Station.

HANEBERG W. C. (2004): A rational probabilistic method for spatially distributed landslide hazard assessment, *Environmental & Engineering Geosciences*, 10 (1): 23-47.

HELVEY J. D., TIEDEMANN A. R. & ANDERSON T. D. (1985): Plant nutrient losses by soil erosion and mass movement after wildfire, *J. of Soil and Water Conserv.*, 1: 168-173.

HILL R. D. & PEART M. R. (1998): Land use, runoff, erosion and their control: a review for southern China, *Hydrological Processes*, 12: 2029-2042.

HUNGR O., EVANS S. G., BOVIS M. J., HUTCHINSON J. N. (2001): A review of the classification of landslides of the flow type, *Environmental and Engr. Geotechnique*, II (3): 1-18.

I.A.E.G. (1981): Rock and soil description and classification for engineering geological mapping. Report by the I.A.E.G. Commission on engineering geological mapping, *Bull. Int. Ass. Eng. Geol.*, 24: 235-274.

IETTO A. (1975): Geologia e pianificazione urbana in Calabria, *Mem. Soc. Geol. It.*, 14: 421-490.

IMERSON A. C., VERSTRATEN J. M., VAN MULLIGEN E. J. & SEVINK J (1992): The effects of fire and water repellency on infiltration and runoff under Mediterranean type forest, *Catena*, 19: 345-361.

IPPOLITO F. (1953): Sulle condizioni geologiche d'imposta di talune dighe nell'Italia meridionale, *Mem. e Note Ist. Geol. Appl.*, 5.

IRFAN T. Y. & POWELL G. E. (1985): Engineering geological investigation for pile foundation on a deeply weathered granitic rock in Hong Kong, *Bull. Int. Ass. Engng. Geol.*, 32: 67-80.

ISRM (1985): Suggested methods for determining Point Load Strength, *Int. Jour. Rock Mech., Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, 22 (2): 51-60.

- IVERSON R. M. (2000): Landslide by rain infiltration, *Resources Research*, 36: 1897-1910.
- JACKSON L. E. Jr., KOSTASCHUK R. A. & MACDONALD G. M. (1987): Identification of debris-flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains, In: J. E. Costa (Eds.), Debris flows/avalanches: processes, recognition and mitigation, *Geological Society of America Review in engineering Geology*, 7: 115-124.
- JAYAWARDENA U. de S. & IZAWA E. (1994): Application of present indices of chemical weathering for precambrian metamorphic rocks in Sri Lanka, *Bull. Int. Ass. of Eng. Geol. N.*, 49.
- JOHNSON A. M. & RODINE J. R. (1984): Debris flow, In: Brunsden D. and Prior D. B. (Eds.), Slope Instability, Wiley d. Sons, New York, 257-361.
- JOLIVET J, FACCENNA C., GOFFE' B., MATTEI M., BRUNET C., ROSSETTI F., CADET J. P., FUNICELLO R., THEYE T., STORTI F., D'AGOSTINO N. (1998): Mid crustal shear zones in postorogenic extension: example from the Northern Tyrrhenian Sea, *Journal of Geophysical Research*, 103: 12123-12150.
- JOZSA L. (1988): Increment core sampling techniques for high quality cores, *Forintek Canada Corp*, 30: 0824-2199.
- JUDSON S. & KAUFFMAN M. E. (1990): *Physical Geology*, Eighth (Ed.), Prentice Hall, Englewood Cliffs NJ.
- KIMOTO A., UCHIDA T., TAKAHISA M., CHANGHUA L. (2002): Influences of humane activities on sediment discharge from devastated weathered granite hills of southern China: effects of 4-year elimination of human activities, *Catena*, 48: 217-233.
- KLAER W. (1956): Wermittlungsformen im granit auf Korsica, *Pettermanns Geographische Mitteilungen*, 261 pp.
- KNILL J. L. & JONES K. S. (1965): The recording and interpretation of geological condition in the foundations of the Roseires, Kariba and Latiyard dams, *Geotechnique*, 15: 94-124.
- KNOTT S. D. & TURCO E. (1991): Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, southern Italy, *Tectonic*, 10: 1164-1172.
- KOPPEN W. (1936): *Das geographische system der handbuch der klimatologie gerbrunder borntraeger*, In: Koppen W. and Geiger R. (Eds.), Handbuch der Klimatologie, Gebruder Borntraeger, Berlin.
- LANZAFAME G. & ZUFFA G.G. (1976): Geologia e Petrografia del Foglio Bisognano (Bacino del Crati, Calabria) con carta geologica alla scala 1:50.000, *Geologica Romana*, 15: 223-270.
- LEE S. G. & DE FREITAS M. H. (1989): A revision of the description and classification of weathered granite and its application to granite in Korea, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 22: 31-48.

- LEE S. CHWAE U., KYUNGDUCK M. (2002): Landslide susceptibility mapping by correlation between topography and geological structure: the Janghung area, Korea, *Geomorphology*, 46: 149-162.
- LEGGÈ N° 991 (25-7-1952): Legge sulla montagna.
- LEGGÈ N° 632 (27-7-1967): Studio della sistemazione idraulica e della difesa del suolo.
- LEGGÈ N° 183 (18-05-1989): Norme per il riassetto organizzativo e funzionale della difesa del suolo.
- LEHMANN O. (1933): Morphologische theorie der verwitterung von steinschlagweanden. Viertel-jahrsschrift Naturforsch, *Ges. Zurich*, 78: 83-126.
- LE PERA E. (1998): *Relazioni composizionali tra aree fonti e sabbie fluviali, costiere e marine attuali e recenti in Calabria settentrionale*. Università di Bologna, Tesi di Dottorato in Sedimentologia inedita, 278 pp.
- LE PERA E. & SORRISO VALVO M. (2000a): Weathering and morphogenesis in a mediterranean climate, Calabria, Italy, *Geomorphology*, 34: 251-270.
- LE PERA E. & SORRISO VALVO M. (2000b): Weathering erosional rate and composition of the sediment budget in a high-gradient river, Calabria, Italy, *Earth Surface Processes and Landform*, 25: 277-292.
- LE PERA E., ARRIBAS J., CRITELLI S., TORTOSA A. (2001a): The effects of source rocks and chemical weathering on the petrogenesis of siliclastic sand from the Neto River (Calabria, Italy), *Sedimentology*, 48: 357-378.
- LE PERA E., CRITELLI S., SORRISO VALVO M. (2001b): Weathering of gneiss in Calabria, Southern Italy, *Catena*, 42: 1-15.
- LITTLE A. (1969): The engineering classification of residual tropical soils, International Conference Soil of Hong Kong, *Geotechnique*, 15: 180-194.
- LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1983): Note illustrative della carta geologica della Sila alla scala 1:200.000, *Mem. Soc. Geol. It.*, 36: 317-342.
- LULLI L. & VECCHIO G: (2000): *I suoli della Tavoletta "Lago Cecita" nella Sila Grande in Calabria*, Monogr. Ist. Sper. Stud. Dif. Suolo.
- MABBUTT J. A., (1961): Basal surface or weathering front, *Geological Association*, 72: 357-358.
- MARCHI L., PASUTO A., TECCA P. R. (1993): *Flow processes on alluvial fans in the Eastern Italian Alps*, *Z. Geomorph. N. F.*, 37 (4): 447-458.
- MARTINEZ-MENA M., ALVAREZ ROGEL J., ALBALADEJO J., CASTILLO V. M. (1999): Influence of vegetal cover on sediment particle size distribution in natural rainfall condition in a semiarid environment, *Catena*, 38: 175-190.

- MARTÍNEZ RUIZ E. (2000): El fuego y la erosión. El riesgo por la sucesión fuego-erosión y cuantificación de la pérdida de suelo postincendio, *Montes*, 59: 5-11.
- Mc CALPIN J. P.(1984): Preliminary age classification of landslide for inventory mapping, 21° Annual Geology and Soils Eng. Symp, Moscow-Idaho, 99-111.
- Mc CALPIN J. P. & NELSON A. R. (1996): Introduction to paleoseismology, In: Mc Calpin J. P. (Ed.), *Paleoseismology*, San Diego, 1-32.
- MELTON M. A. (1965): The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in Southern Arizona, *J. Geol.*, 73: 1-38.
- MERCURI T. & MERENDA L. (1981): *Mobilizzazioni franose conseguenti alle precipitazioni del gennaio 1981 – Bacino del T. Ilice*, C.N.R. IRPI, Geodata 12.
- MEUNIER J.D., ALEXANDRE A., COLIN F., BRAUN J. J. (2001): Interêt de l'étude du cycle biogéochimique du silicium pour interpréter la dynamique des sols tropicaux, *Bull. Soc. Géol. France*, 172 (5): 533-538.
- MIGON P. (1997): Palaeoenvironmental significance of grus weathering profiles: a review with special reference to northern and central Europe, *The Geologists' Association*, 108: 57-70.
- MIGON P. & LIDMAR-BERGSTRÖM K. (2001): Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic, *Earth-Science Reviews*, 56: 285-324.
- MIGON P. & THOMAS M. F. (2002): Grus weathering mantles-problems of interpretation, *Catena*, 49: 5-24.
- MILLER W. J., (1925): *An introduction to Physical Geography*, Van Nostrand, New York, 435 pp.
- MILLIMAN J. D. & SYVITSKI J. P. M. (1992): Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers, *Jour. Geology*, 100: 525-544.
- MOLINA BALLESTREROS E. & CANTANO MARTIN M. (2002): Study of weathering processes developed on old piedimont surfaces in Western Spain: new contribution to the interpretation of the “Raña” profiles, *Geomorphology*, 49: 279-292.
- MONTANARI G. (1941): *Nota alla carta delle frane della provincia di Cosenza*, *Annali Lavori pubblici*, 1.
- MONTGOMERY D. R. & DIETRICH W. E. (1994): A physically based model for the topographic control on shallow landsliding, *Water Resources Research*, 30 (4): 1153-1171.
- MOTTA R. (1996): Metodi e problemi nella determinazione dell'età degli alberi viventi in studi ecologici o di dinamica forestale, *Linea ecologica*, 37 (1): 2-9.

- MOREIRA F., REGO F. C. & FERREIRA P. G. (2001): Temporal (1958-1995) pattern of change in cultural landscape of northwestern Portugal: implication for fire occurrence, *Landscape Ecology*, 16: 557-567.
- MOYE D. G. (1955): Engineering geology for the Snowy Mountain scheme, *Journal Institution Engineers Australia*, 27: 287-289.
- NEMEC W. (1990b): Aspects of sediments movement on steep delta slopes, In: Colella A. and Prior D. B. (Eds.), *Coarse-Grained Deltas, Int. Ass. Sediment.*, 10: 3-12.
- NESBITT H. W. & YOUNG G. M. (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *Nature*, 299: 715-717.
- NICOTERA P. (1959): Lo stato di dissesto idrogeologico della Penisola calabrese, *Geotecnica*, 6: 3-40.
- NILSEN T. H. (1982): Alluvial fan deposits, In: Scholle P. A. & Spearing D. (Eds.), *Sandstone depositional environments, American Association of Petroleum Geologist, Memoir*, 31: 471-481.
- OGNIBEN L. (1969): Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano, *Mem. Soc. Geol. It.*, 8: 453-763.
- OLLIER C. D. (1971): Causes of spheroidal weathering, *Earth-Science Reviews*, 7: 127-141.
- OLLIER C. D. (1988): The regolith in Australia, *Earth Science Reviews*, 25: 355-361.
- O'LOUGHLIN E. M. (1986): Prediction of surface saturation zones. Natural catchments by topographic analysis, *Water Resources Researc*, 22 (5): 794-804.
- PACK R. T., TARBOTON D. G., GOODWIN C. N. (1998): The Sinmap approach to terrain stability mapping, International Association of Engineering Geology, Vancouver, British Columbia, Canada.
- P.A.I. (2002): Piano stralcio per l'assetto idrogeologico.
<http://www.autoritadibacinocalabria.it>
- PARISE M. & CALCATERRA D. (1999): La franosità storica nei dintorni di Acri e Bisignano (Sila, Calabria): risultati preliminari, CNR-IRPI, Cosenza, R.I. 59.
- PARISE M. & CALCATERRA D. (2000a): Debris-flow-related fans in weathered crystalline rocks, and the potential hazard in Calabria, Italy, In Wieczorek G. F. and Naeser N. D., *Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Rotterdam, 203-211.
- PARISE M. & CALCATERRA D. (2000b): Geomorphic and sedimentologic features of debris-Flow related alluvial fans in the Sila Massif (Southern Italy): In: Bromhead E., Dixon N. and Ibsen M. L., *Landslide in research, theory and practice*, 3, 1165-1171.
- PASUTO A., MARCHI L. & TECCA P. R. (1992): Tipologia del trasporto solido torrentizio su conoidi alluvionali nell'Alto Bacino dell'Avisio (Dolomiti), *Boll. Soc. Geol. It.*, 111: 41-51.

PELLEGRINI G.B., CARTON A., CASTALDINI D., CAVALLIN A., D'ALESSANDRO L., DRAMIS F., GENTILI B., LAURETI L., PRESTININZI A., RODOLFI G., SAURO U., SORRISO-VALVO M., SPAGNA V., G. N. G. F. (GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA) (1987): Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni d'instabilità dei versanti, *Boll. Soc. Geol. It.*, 106: 199-221.

PELLEGRINI G.B., CARTON A., CASTALDINI D., CAVALLIN A., D'ALESSANDRO L., DRAMIS F., GENTILI B., LAURETI L., PRESTININZI A., RODOLFI G., SAURO U., SORRISO-VALVO M., SPAGNA V., G. N. G. F. (GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA) (1993): Proposta di legenda geomorfologia ad indirizzo applicativo, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 16: 129-152.

POWER E. T. & SMITH B. (1994): A comparative study of deep weathering and weathering products: case studies from Ireland, Corsica and Southeast Brazil, In: Robinson D. A. & Williams R. B. G. (Eds.), *Rock weathering and landform evolution*, J. Wiley & Sons, 21-40.

RAJ J. K. (1985): Characterisation of the weathering profile developed over a porphyritic biotite granite in peninsular Malaysia, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 32: 121-129.

RAWLINGS G. E. (1986): *Active slide in Tertiary bentonitic claystones, Upper Hat Creek, British Columbia*, *Canadian Geotechnical Journal*, 23: 164-173.

REGIO DECRETO (30-12-1932): Riordinamento e riforma della legislazione in materia di boschi e di terreni montani.

RICE C. M. (1973): Chemical weathering on the Carnmenellis granite, *Miner. Mag.*, 39: 429-447.

RODA C. (1964): Distribuzione e facies dei sedimenti neogenici nel Bacino del Crotonese, *Geol. Romana*, 3: 319-366.

RUXTON B. P. & BERRY L. (1957): Weathering of granite and associated features in Hong Kong, *Bulletin Geological Society of America*, 68: 1263-1292.

SAUNDERS M. K. & FOOKES P. G. (1970): A review of the relationship of rock weathering and climate and its significance to foundation engineering, *Engineering Geology*, 4: 289-325.

SCARCIGLIA F., LE PERA E., CRITELLI S.: (2005a): Weathering and pedogenesis in the Sila Grande Massif (Calabria, South Italy), From field scale to micromorphology, *Catena*, 29: 1-61.

SCARCIGLIA F., LE PERA E., VECCHIO G. & CRITELLI S. (2005b): The interplay of geomorphic processes and soil development in an upland environment, Calabria, South Italy, *Geomorphology*, 69: 169-190.

SCOTT D. F. (1993): The hydrological effects of fire in South African mountain catchments, *J. Hydrol.*, 150: 409-432.

- SCOTT D. F. (1997): The contrasting effects of wildfire and clearfelling on the hydrology of a small catchment, *Hydrological Processes*, 11: 543-555.
- SEMINARA G. & TUBINO M. (1993): *Debris flow: meccanica, controllo e previsione*. CNR- GNDCI, Torino.
- SHAW S. C. & JOHNSON D. H. (1995): Slope morphology model derived from digital elevation data, Northwest ARC/INFO Users Conference, Cour d'Alene, Idaho.
- SIAME L. L., BRAUCHER R., BOURLES D. L., BELLIER O., SEBRIER M. (2001): Datation de surfaces geomorphologiques reperes par le ^{10}Be produit in situ: implication tectoniques et climatiques, *Bull. Soc. Geol. France*, 172 (2): 223-236.
- SOIL SURVEY STAFF (1996): Keys to soil taxonomy, (7th edition). USDA Natural Resource conservation service, US Government, Printing Office, Washington DC.
- SORRISO-VALVO M. (1984): Deep-seated gravitational slope deformation in Calabria (Italy), *BRGM*, 83: 81-90.
- SORRISO VALVO M. (1993): The geomorphology of Calabria. A sketch, *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 16: 75-80.
- SORRISO VALVO M. (1995): Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana, *Mem. Soc. Geol. It.*, 50: 179-185.
- SORRISO VALVO M. & TANSI C. (1996): Grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante della Calabria. Note illustrative della carta al 250.000, *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 19: 395-408.
- SORRISO VALVO M., TANSI C., ANTRONICO L. (1996): Relazioni tra frane, forme del rilievo e strutture tettoniche nella media valle del Fiume Crati (Calabria), *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 19: 107 – 117.
- SORRISO VALVO M., GULLA' G., ANTRONICO L., TANSI C. & AMELIO M. (1999): Mass movements, geological structure and morphologic evolution of the Pizzetto-Grci slope (Calabria-Italy), *Geomorphology*, 30: 147-163.
- SORRISO VALVO M., ANTRONICO L., GABRIELE S., GULLA' G., TANSI C., ACETO L., GRECO R., NICEFORO D. & DODARO F. (2001): *Studio e monitoraggio della Frana di Serra di Buda (Acri) – Relazione finale. Convenzione per lo studio geomorfologico e geotecnico e la realizzazione di un sistema di monitoraggio del fenomeno franoso che interessa la SS660 in località Serra di Buda (Acri)*, CNR-IRPI, Cosenza, 1, 2.
- SOWERS G. F. (1963): Engineering properties of residual soils derived from igneous and metamorphic rocks, 2nd Panamer. Cong. Soil Mech. Found. Engng., Brasil, 1: 39-61.
- SOWERS G. F. (1967): Discussion, 3rd Panamer. Congr. Soil Mech. Found. Engng., Caracas, 3: 133-143.
- SUWA H (1988): Focusing mechanism of large boulders to debris-flow front, *Trans. Jap. Geomorph. Union*, 9: 151-178.

STRAHLER A. N. (1952): Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Geological Society of America Bulletin*, 64: 165-176.

TERRANOVA O., ANTRONICO L. & GULLA' G. (2004): Pluviometrical events and slope stability on weathered and degraded rocks (Acri, Calabria, Italy), In: Lacerda A., Ehrlich M., Fontoura S. A. B. & Sayao A. S. F. (Eds), *Landslides: evaluation e stabilization*, 1: 335-341.

THOMAS M. F. (1974): Tropical geomorphology - A study of weathering and landform development in warm climates, In: Derbyshire E. (Eds.), *Geomorphology and Climate*, Wiley, Chichester, 411-447.

TORTORICI L. (1980): Osservazioni su una sintesi neotettonica preliminare della Calabria settentrionale, *Prog. Fin. Geod., Pubbl.*, 356: 811-819.

TORTORICI (1982): Lineamenti geologico-strutturali dell'Arco calabro, *Soc. Int. Min. Petr.*, 38: 927-940.

TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995): Recent and active tectonics in the Calabrian arc (Southern Italy), *Tectonophysics*, 243: 37-55.

TRIMBLE S.W. (1990): Geomorphic effects of vegetation cover and management: some time and space considerations in prediction of erosion and sediment yield, In: Thornes, J. (Eds.), *Vegetation and erosion, Processes and Environments*, Wiley, London.

TROPEANO D. & TURCONI L. (1998): Colate detritiche del 12, 15 e 16 agosto 1998 in alta Valle di Susa (Piemonte), *Geom*, 293-302.

TWIDALE C. R. (1982): *Granite landforms*, Elsevier, Amsterdam.

UNDRO (1991): Decades of disasters: the United Nation's response: hearing before the Select Committee on Hunger, House of Representatives, One hundred Second congress first session, hearing held in Washington.

VALLARIO A. (1992): *Frane e Territorio*, Liguori, Napoli.

VAN STEIN (1993): Analysis of magnitude-frequency relationships for debris flows in mountainous Europe, Temporal occurrence and forecasting of land-slides in the European Community, Final Report, 2: 949-957.

VARNES D. J. (1978): Slope movements types and processes, In: Schuster R. L. & Krizeck R. J. (Eds.), *Landslides: analysis and control*, Washington Transp Res. Board, Spec. Rep., *Nat. Sci. Acad.*, 176: 11-33.

VARNES D. J. & COMMISSION ON LANDSLIDE AND OTHER MASS MOVEMENTS-IAEG (1984): *Landslide Hazard Zonation: a Review of Principles and Practice*, UNESCO Press, Paris.

VERTESSY R., O'LOUGHLIN E., BEVERLY E., BUTT T. (1994): Australian experiences with the CSIRO Topog model in land and water resources management, UNESCO

International Symposium on Water Resources Planning in a Changing World, Karlsruhe, Germany, III: 135-144.

WEINERT H. H. (1964): Basic igneous rocks in road foundations, South African Council Sc. Ind. Res. Dept. 218, *Nat. Ints. Road., Res. Bull.*, 5: 1-49.

WELLS W. G. (1987): The effects of fire on the generation of debris flows in southern California, In: Costa J. E. & Wieczorek J. F., Debris flows/avalanches, process, recognition, and mitigation, *Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol.*, 7: 105-114.

WESTAWAY R. (1993): Quaternary uplift of Southern Italy, *Jour. Geophys. Res.*, 98: 21741-21772.

WIEZOREK G. F. (1984): Preparing a detailed landslide-inventory map for hazard avaluation and reduction, *Bull. Of the Assoc. Eng. Geol.*, 21: 337-342.

WILSON R. C. & WIECZOREK G. F. (1995): Rainfall threshold for the initiation of debris flow at La Honda, California, *Environmental and engineering Geoscience*, I (1).

WILKINSON P. L., ANDERSON M. G., LLOYD D. M. (2002): An integrated hydrological model for rain-induced landslide prediction, *Earth Surface Processes and Landform*, 27, 1285-1297.

WISCHMEIER W. H. & SMITH D. D. (1978): Prediction rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. In: Agricultural Handbook, USDA, Washington.

WP/WLI (1993): Working party on the World Landslide Inventory. A suggest method for describing the activity of a landslide, *Bull. Internat. Assoc. Engineering Geology*, 47.

WU W & SIDLE R. C. (1995): A distributed slope stability model for steep forested basins, *Water Res. R.*, 31 (8): 2097-2110.

YOUNG A. (1972): *Slopes*, Oliver & Boyd (Eds.), Edinburgh, 288 pp.

Il presente lavoro è stato svolto presso la sezione di Geologia Applicata di Ingegneria Geotecnica dell'Università "Federico II" di Napoli, guidata dal Prof. De Riso e presso l'Istituto IRPI-CNR di Cosenza grazie all'appoggio del Dott. Sorriso-Valvo.

Desidero ringraziare il Prof. Calcaterra per avermi dato l'opportunità di lavorare su queste tematiche mettendo la propria esperienza a mia disposizione ed offrendomi massima disponibilità.

Sono grata al Prof. Critelli per la fiducia riposta nei miei riguardi, per i numerosi consigli e per l'ottimismo che mi ha sempre trasmesso.

La mia gratitudine va anche alla Prof.ssa Le Pera per la disponibilità ed il materiale fornito, ma soprattutto per le lunghe discussioni e l'appoggio in un momento particolarmente delicato nella realizzazione di questa tesi.

Gli argomenti relativi alla vegetazione ed all'uso del suolo sono stati affrontati e sviluppati grazie all'interesse dimostrato da uno specialista del settore come il Dott. Garfi. A lui va un grande ringraziamento poiché oltre ad insegnarmi una nuova disciplina ha cercato anche di trasmettermi un valido metodo nella ricerca scientifica. Questi temi sono stati esaminati presso l'Istituto ISAFoM grazie all'affettuosa accoglienza del responsabile, Dott. Callegari, dei Dott.ri Buttafuoco e Veltri, del Dott. Ricca e del personale amministrativo.

Per la lettura critica del manoscritto ed i preziosi suggerimenti devo ringraziare il prof. Dramis, dell'Università di Roma³, che mi ha offerto importanti spunti di riflessione.

Sono riconoscente al Dott. Parise per gli utili chiarimenti riguardo la fotointerpretazione ed il rilevamento geomorfologico e del weathering.

Un ringraziamento particolare meritano l'Ing. Di Martire e l'Ing. de Luca Tuppusti Schinosa, per le competenze ed il sostegno in merito alle applicazioni in ambiente GIS, i Dott.ri Di Crescenzo e Monti per l'aiuto nelle varie fasi di stampa.

Desidero ricordare anche i Dott.ri Tansi e Iovine per il materiale messo a mia disposizione e l'ospitalità riservatami nel corso di questi anni.

Un sentito ringraziamento va ai Dott.ri Robustelli e Scarciglia per l'aiuto ed i preziosi consigli elargiti specialmente all'inizio di questo lungo percorso.

Ringrazio anche il Sig. De Simone dell'IRPI-CNR di Cosenza per avermi sempre rilasciato con estrema fiducia e gentilezza foto-aeree, pubblicazioni e materiale cartografico.

Ricordo, inoltre, che le indagini geotecniche e sedimentologiche sono state realizzate presso i laboratori di sedimentologia del Dipartimento di Scienze della Terra e di geotecnica dell'IRPI-CNR di Cosenza, grazie all'Ing. Gulla ed all'Ing. Aceto.

I dati relativi alle prove geognostiche per il monitoraggio della frana di S. Miele sono stati rilasciati cortesemente dal Dott. Violo per conto della ditta Algeri.

I fotogrammi del 1996 e la carta topografica in formato digitale del bacino del F. Mucone sono stati gentilmente concessi dal Geom. Belmonte della Comunità Montana di Acri.

Un grazie di cuore meritano il Dott. Spina per l'importante sostegno e le continue conferme di stima e di amicizia ed i Dott.ri Apollaro e Muto per la solidarietà sempre dimostratami.

Devo aggiungere che questo lavoro non esisterebbe se non ci fosse stato il notevole supporto tecnico e morale di Piero e...

se non avessi avuto alle spalle PAOLO, MARGHERITA ed ETTORE.

ALLEGATO



Bacino del F. Mucone:

Tav.1: Carta geomorfologica

Tav.2: Carta inventario delle frane

Tav.3: Carta dello stato di attività

Tav.4: Carta di suscettibilità – Condizione A

Tav.5: Carta di suscettibilità – Condizione B

Tav.6: Carta di suscettibilità – Condizione C

Tav. 1
Carta geomorfologica
del medio bacino del F. Mucone

LEGENDA

Idrologia

- Fiume Mucone
- Curso d'acqua
- Curso d'acqua in approfondimento

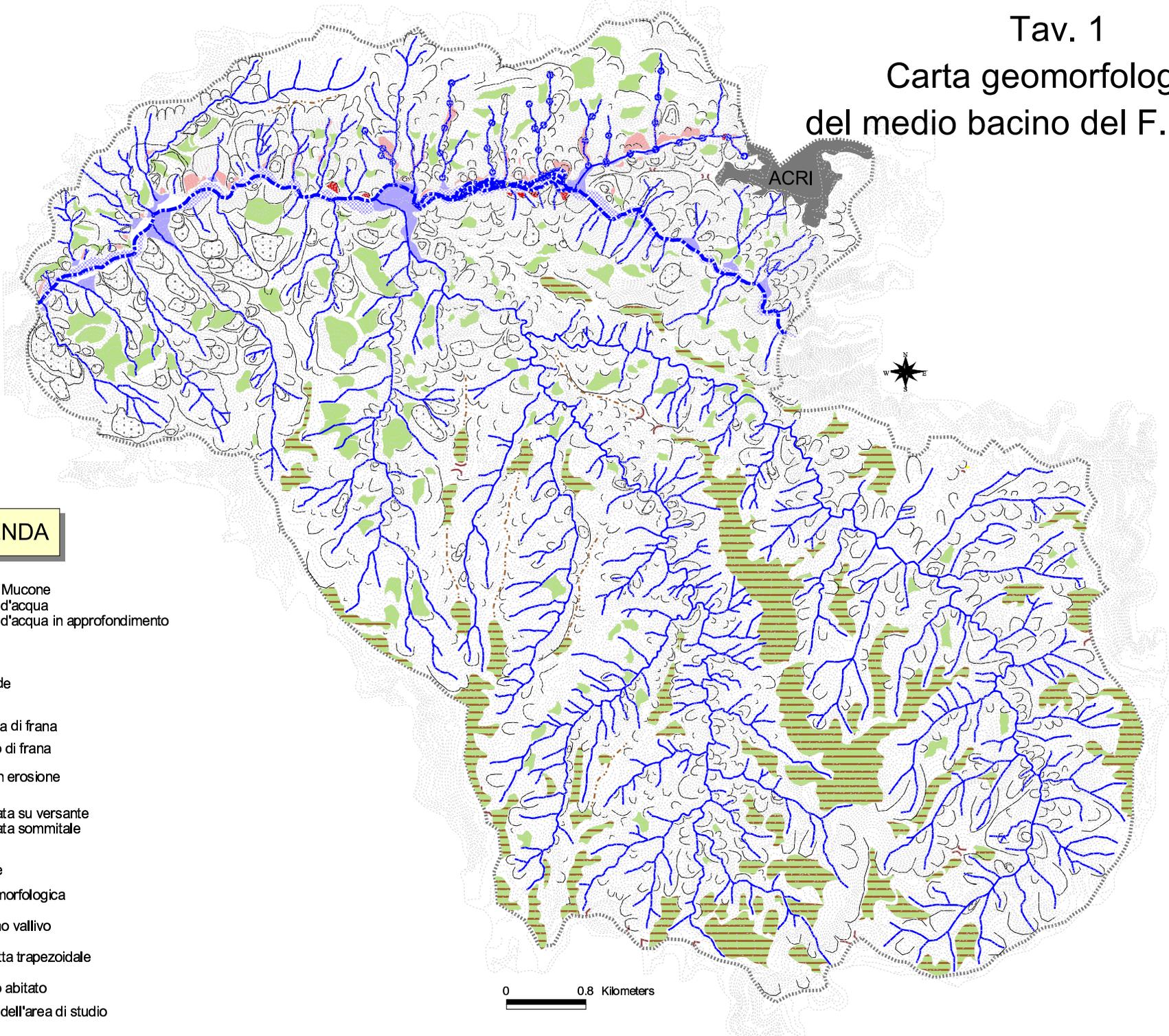
- Barra
- Conoide

- Corona di frana
- Corpo di frana
- Area in erosione

- Spianata su versante
- Spianata sommitale

- Crinale
- Sella morfologica
- Gradino vallivo
- Faccetta trapezoidale

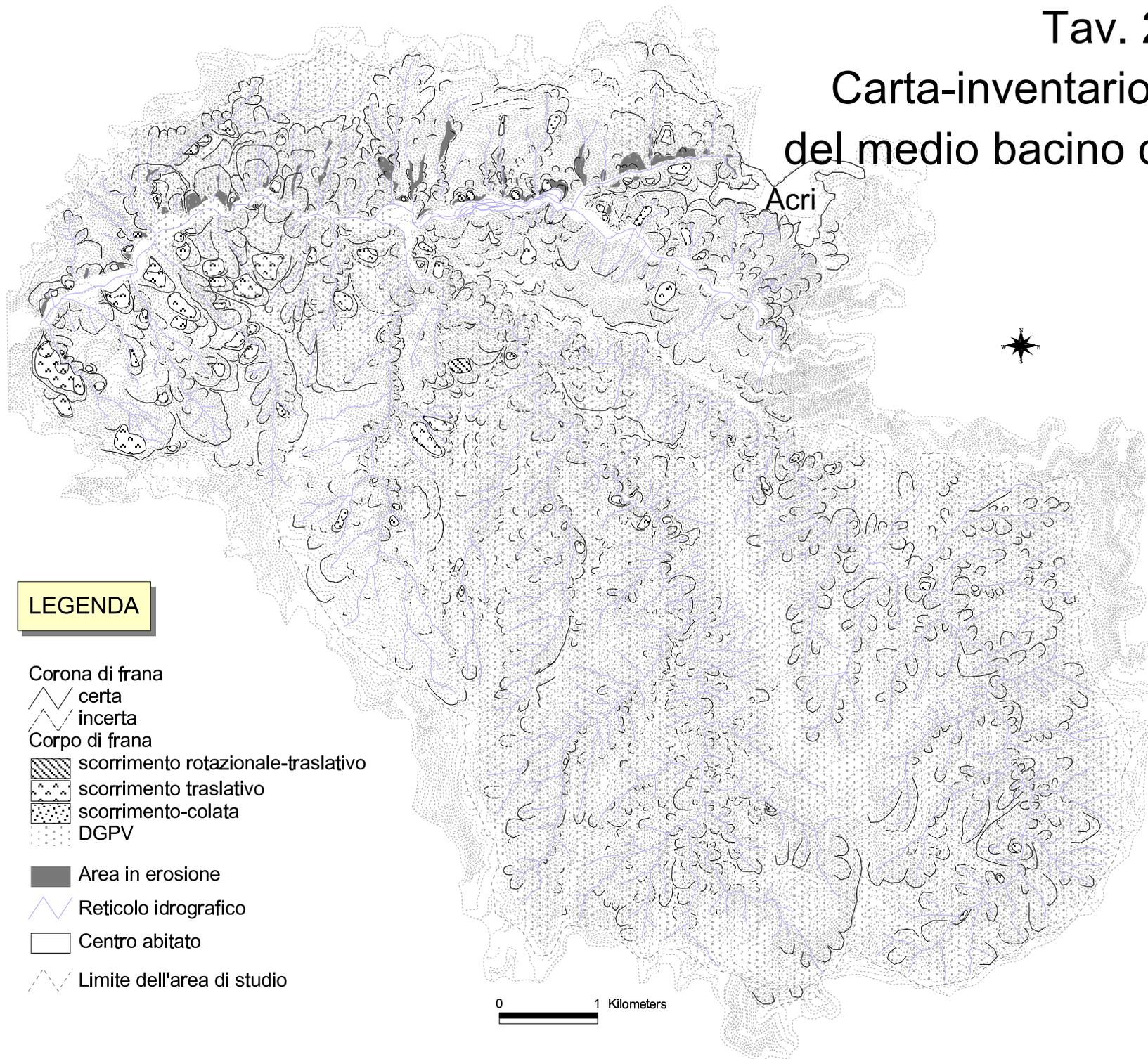
- Centro abitato
- Limite dell'area di studio



0 0,8 Kilometers

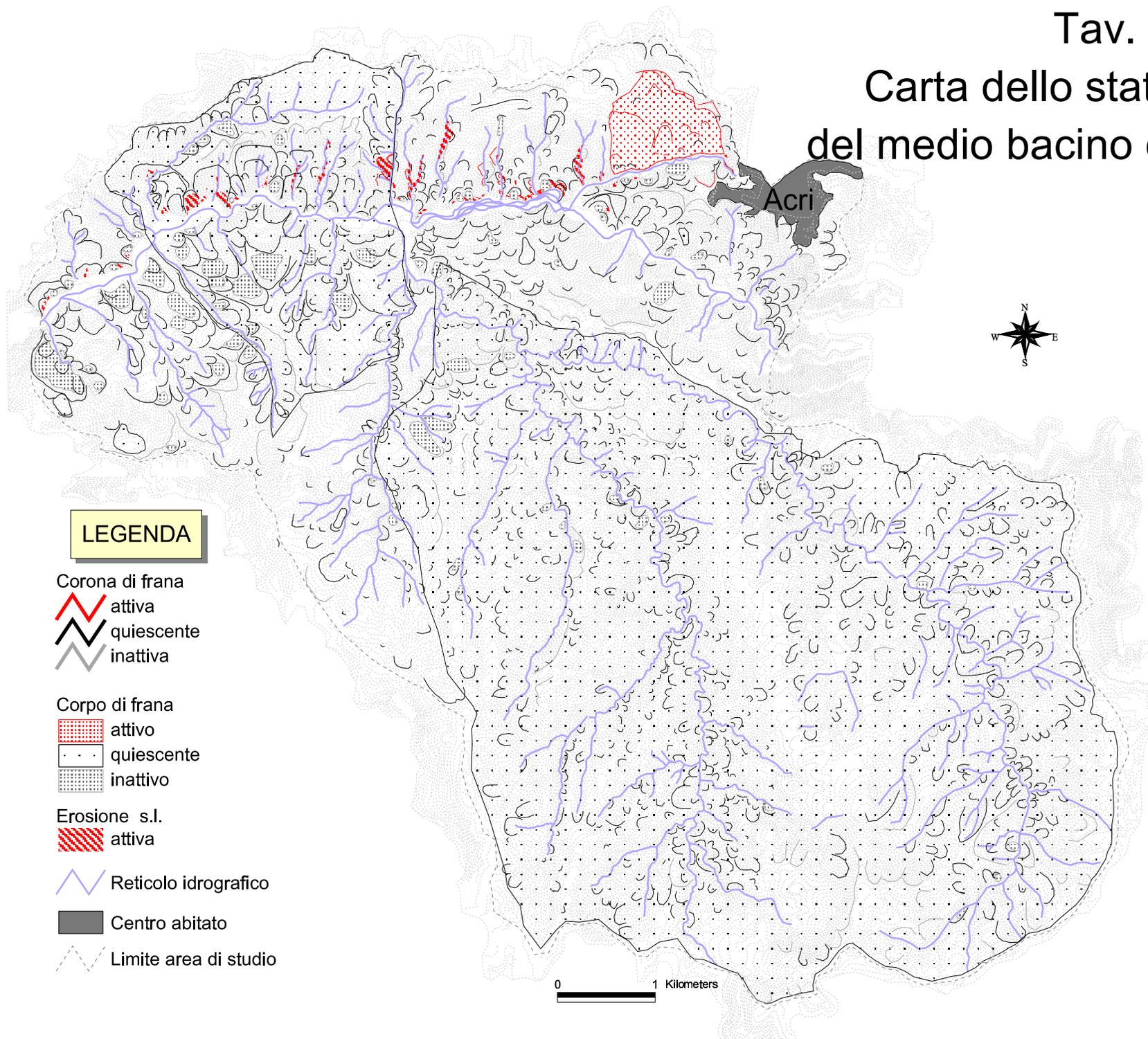
Tav. 2

Carta-inventario delle frane del medio bacino del F. Mucone



Tav. 3

Carta dello stato di attività del medio bacino del F. Mucone



LEGENDA

Corona di frana

- attiva
- quiescente
- inattiva

Corpo di frana

- attivo
- quiescente
- inattivo

Erosione s.l.

- attiva

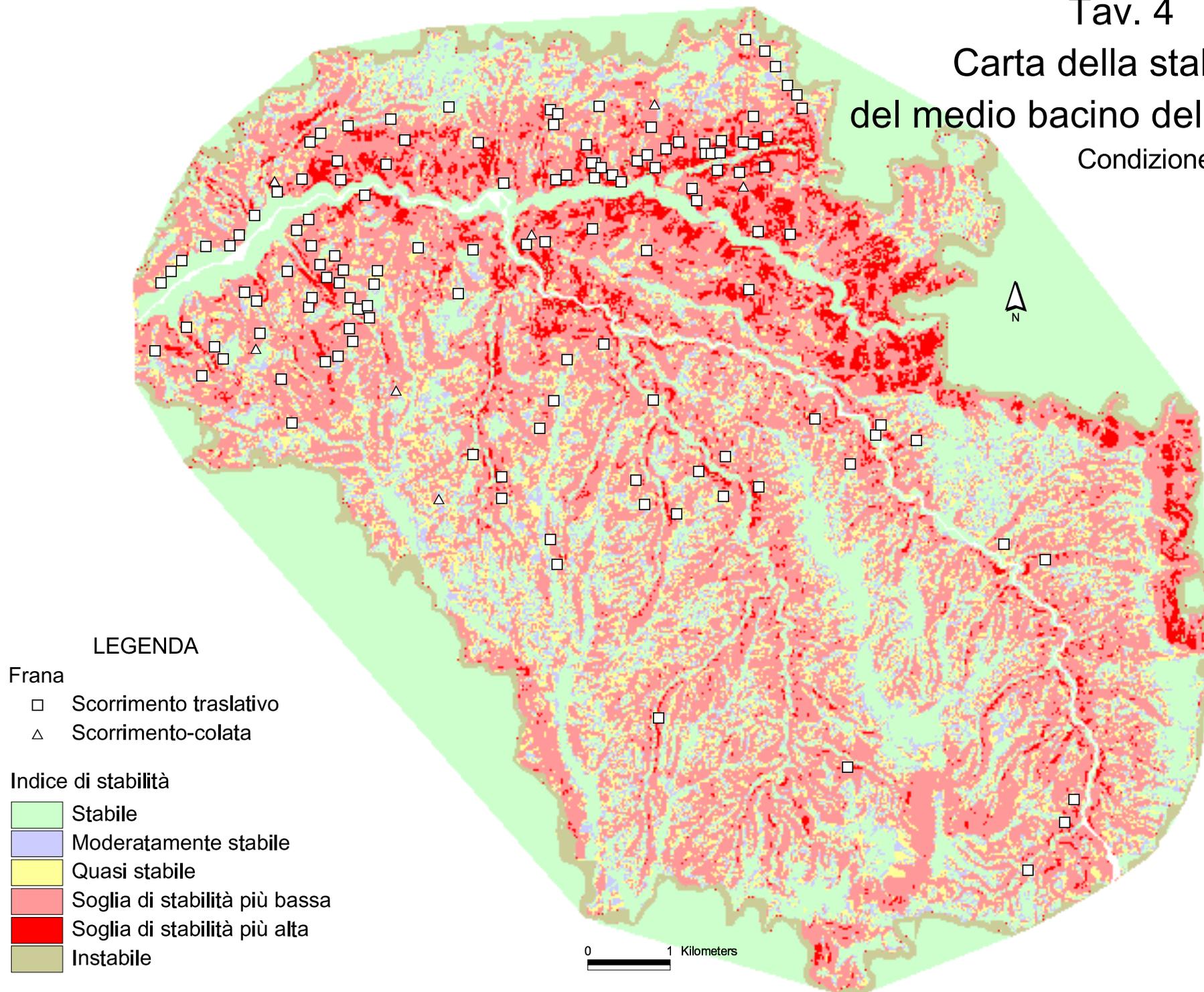
Reticolo idrografico

Centro abitato

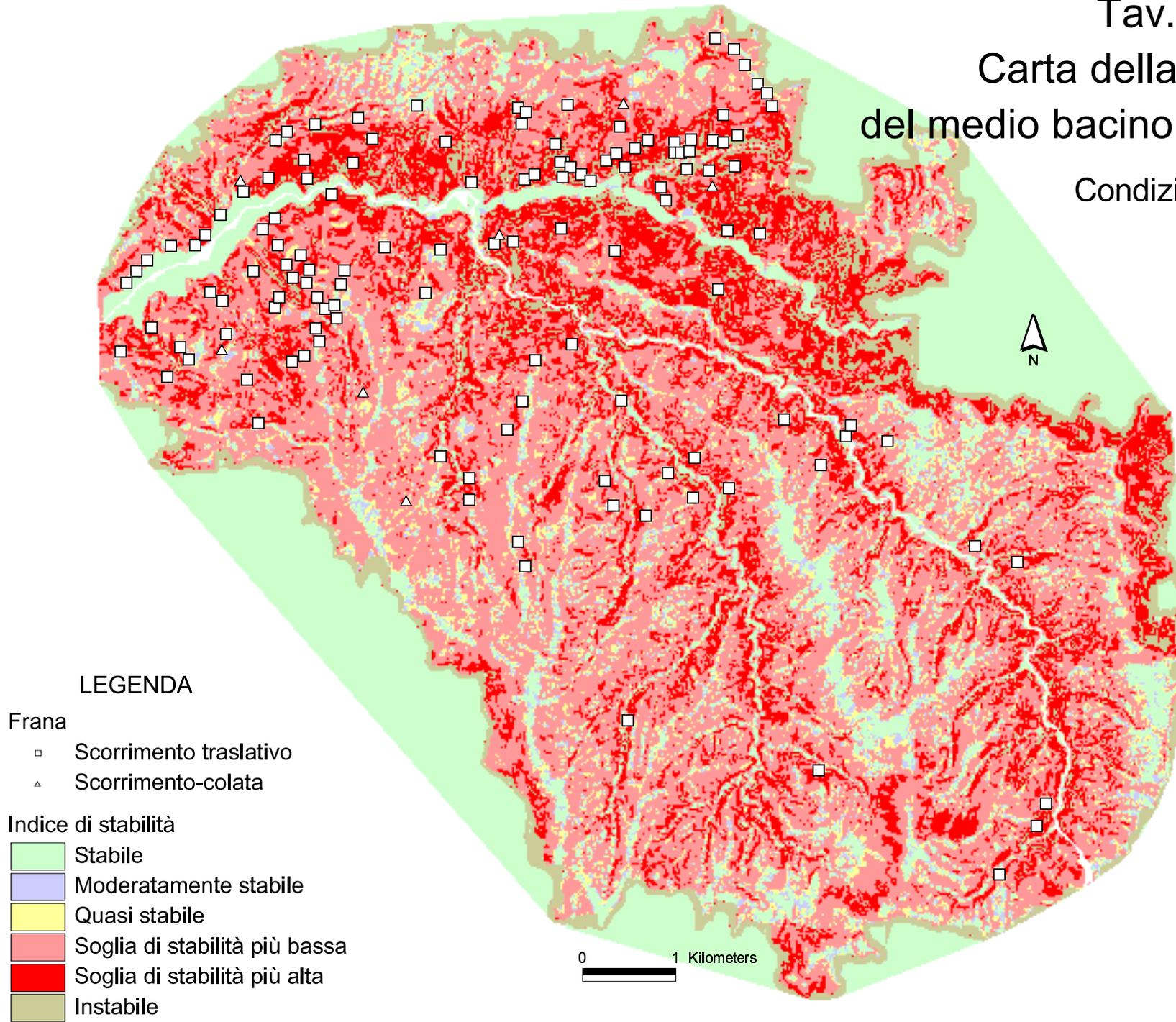
Limite area di studio

0 1 Kilometers

Tav. 4
Carta della stabilità
del medio bacino del F. Mucone
Condizione A



Tav. 5
Carta della stabilità
del medio bacino del F. Mucone
Condizione B



LEGENDA

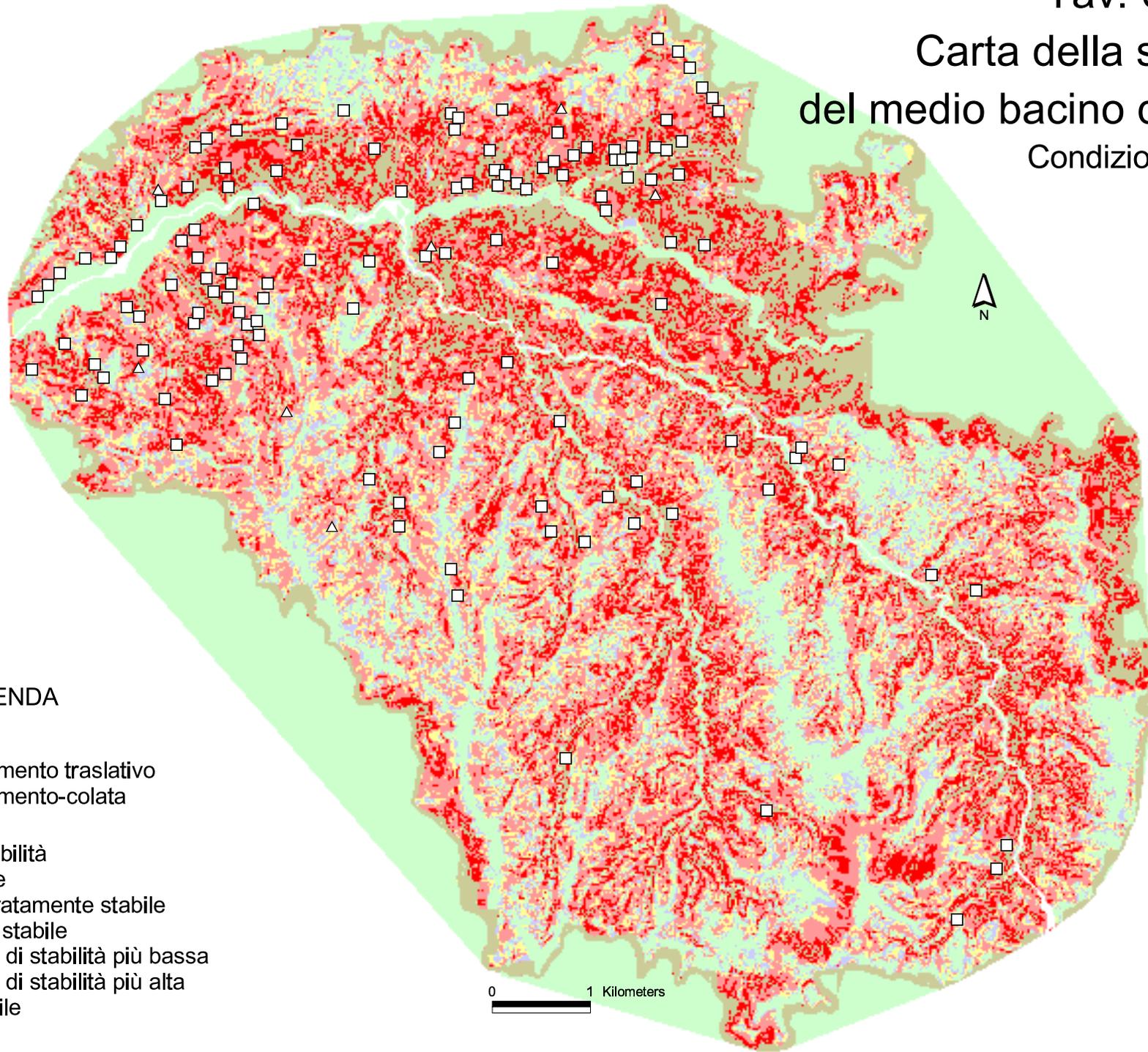
Frana

- Scorrimento traslativo
- △ Scorrimento-colata

Indice di stabilità

- Stabile
- Moderatamente stabile
- Quasi stabile
- Soglia di stabilità più bassa
- Soglia di stabilità più alta
- Instabile

Tav. 6
Carta della stabilità
del medio bacino del F. Mucone
Condizione C



LEGENDA

Frana

- Scorrimento traslativo
- △ Scorrimento-colata

Indice di stabilità

- Stabile
- Moderatamente stabile
- Quasi stabile
- Soglia di stabilità più bassa
- Soglia di stabilità più alta
- Instabile

0 1 Kilometers

ALLEGATO



-Bacino del F. Mucone:

Tav.1: Curve granulometriche (Fronte 1)

Tav.2: Curve granulometriche (Fronte 2)

Tav.3: Curve granulometriche (Fronte 6)

Tav.4: Fuso granulometrico complessivo
dei Fronti 1, 2, 6

Tav.5: Fuso granulometrico (Fronte 7)

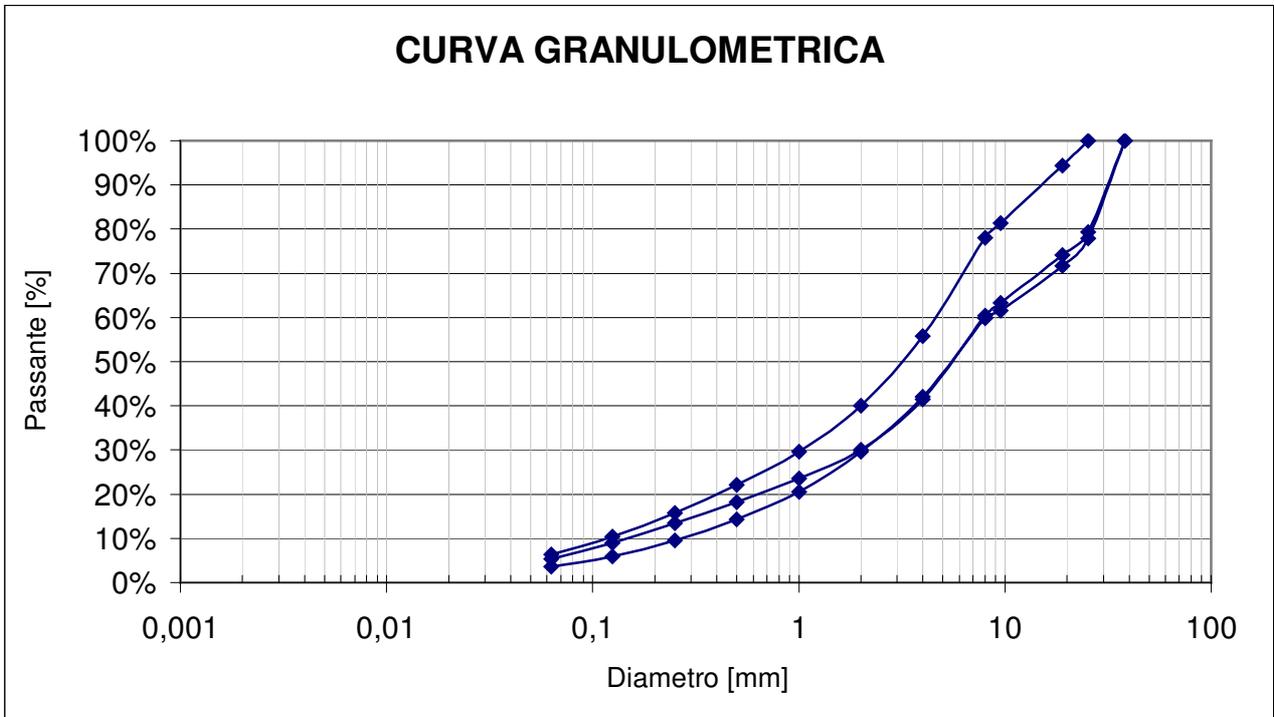
-Bacino del T. Ilice:

Tav.6: Curve granulometriche (Campioni S3-S4)

Tav.7: Curve granulometriche (Campioni S5)

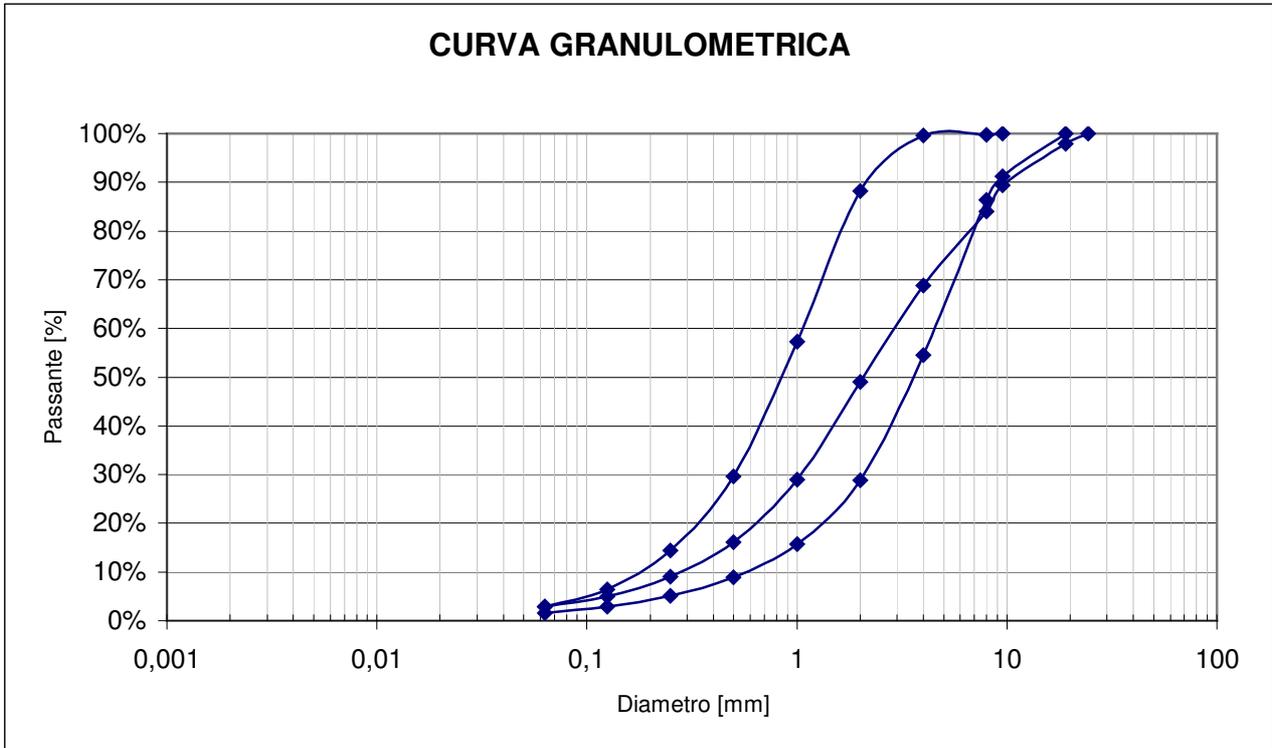
Tav. 1

FRONTE 1 - Campioni 1.1.A - 1.2.A - 1.3.A



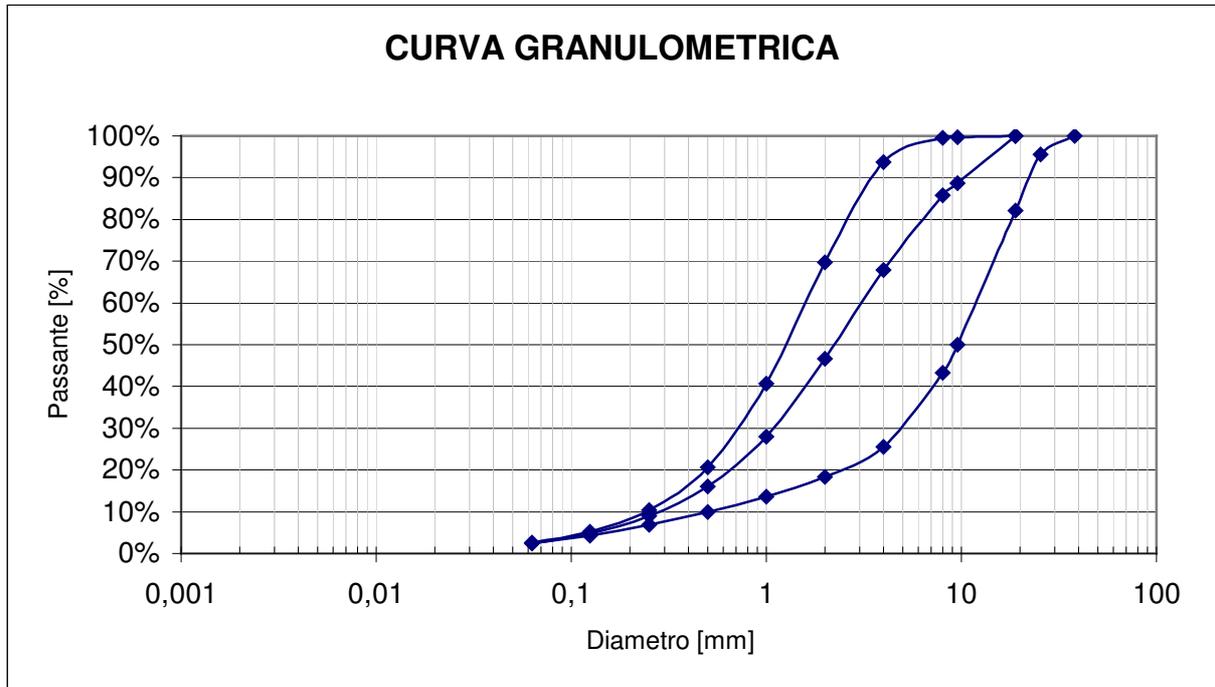
Tav. 2

FRONTE 2 - Campioni 2.1.A - 2.2.A - 2.3.A



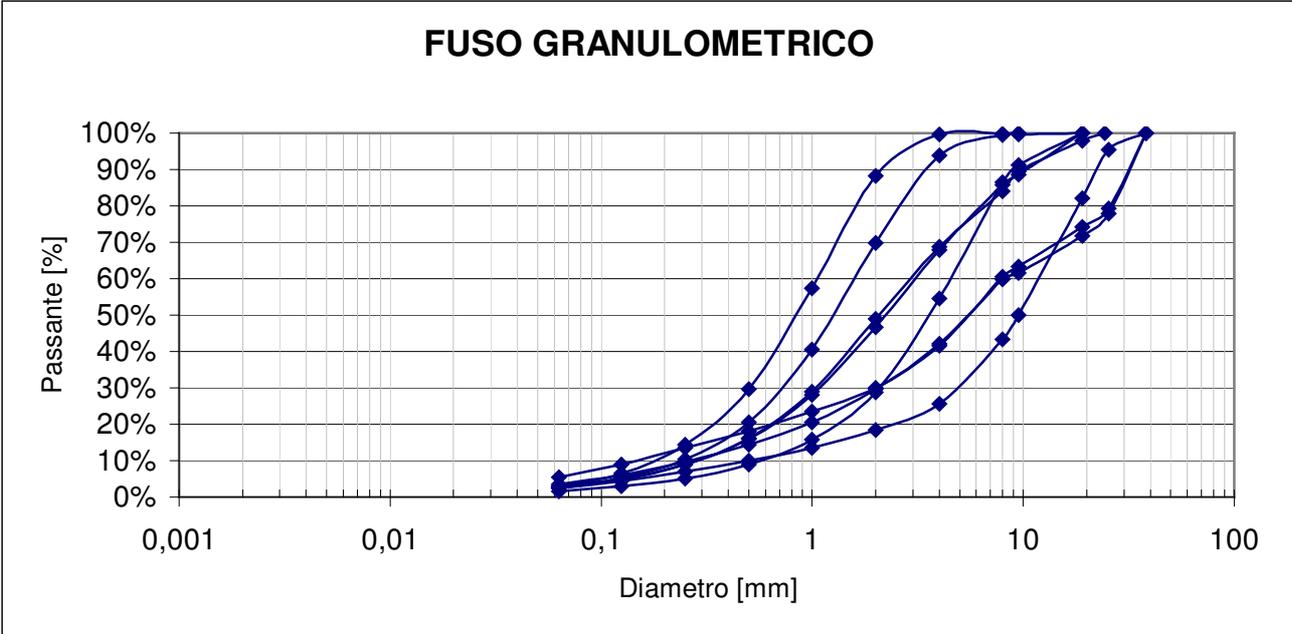
Tav. 3

FRONTE 6 - Campioni 6.1.A - 6.2.A - 6.3.A



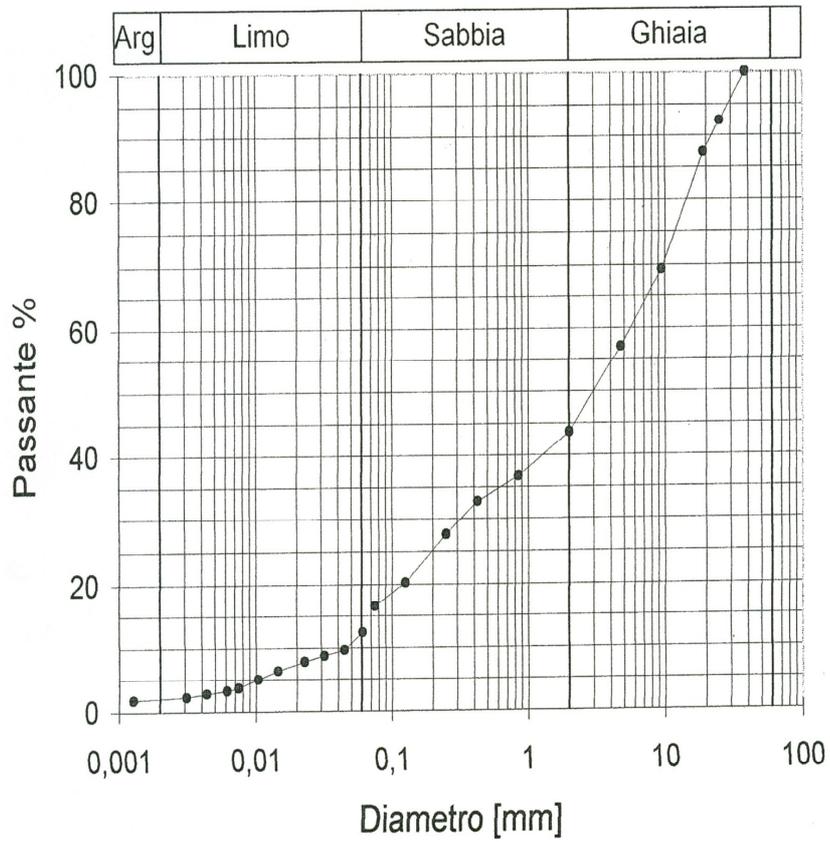
Tav. 4

Fuso complessivo ottenuto dai 9 campioni dei Fronti 1-2-6.



Tav. 5

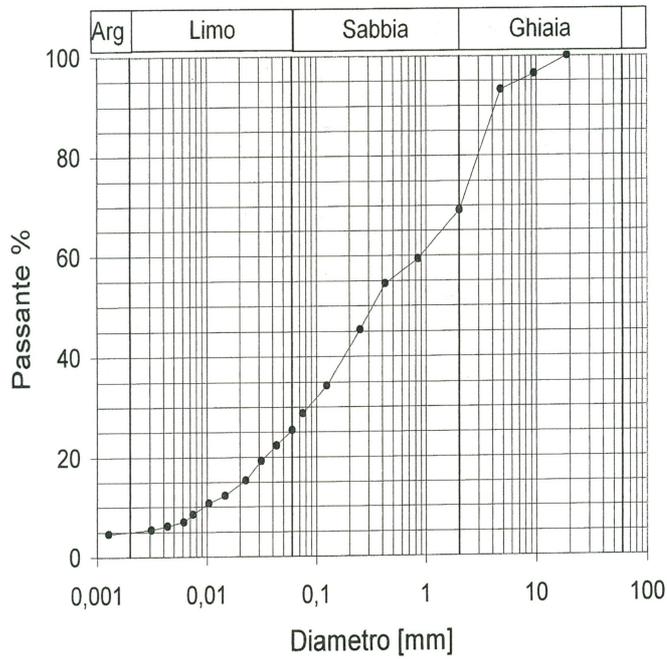
FRONTE 7 - Campione 7.1.A



Classificazione Granulometrica: Argilla (%): 2 Limo (%):10 Sabbia (%): 32 Ghiaia (%): 56

Ghiaia con sabbia limosa

FRONTE 7 - Campione 7.2.A



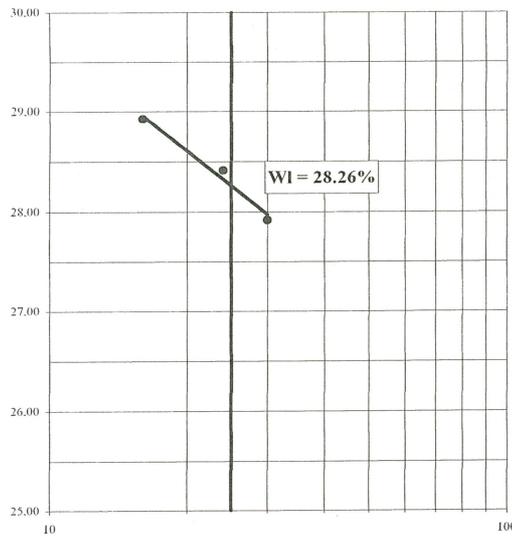
Classificazione Granulometrica: Argilla (%): 5 Limo (%):20 Sabbia (%): 44 Ghiaia (%):31

pesafiltro	peso del pesafiltro (gr)	peso umido+ p.filtro (gr)	peso secco +p.filtro (gr)	numero colpi	Umidità (%)
22	1,76	7,51	6,22	16	28,92
15	1,69	8,47	6,97	24	28,41
36	1,70	7,84	6,50	30	27,92

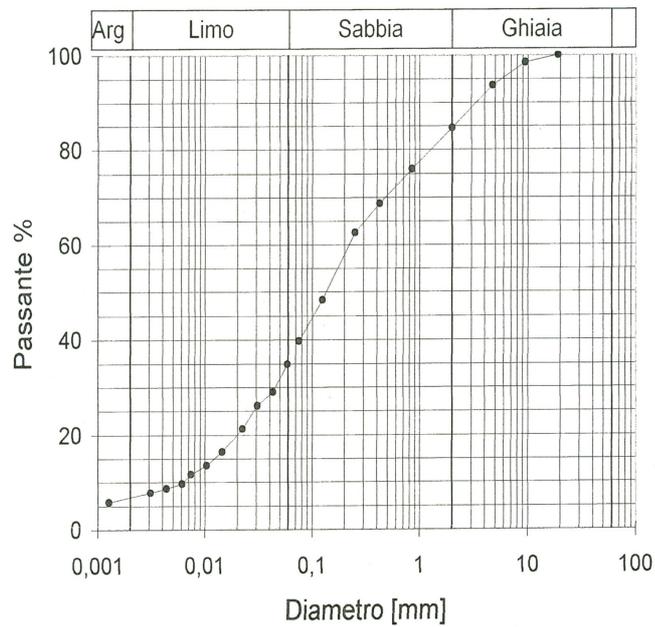
WI medio 28,42

Limite di plasticità

Wp medio #DIV/0!



FRONTE 7 - Campione 7.3.A



Classificazione Granulometrica: Argilla (%):7 Limo (%):28 Sabbia (%):50 Ghiaia (%):15

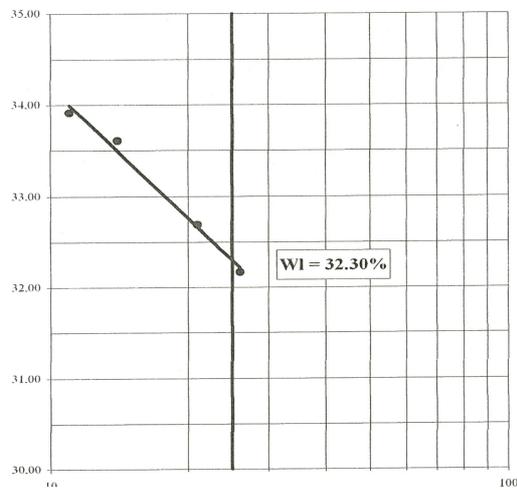
Sabbia con limo ghiaiosa debolmente argillosa

pesafiltro	peso del pesafiltro (gr)	peso umido+ p.filtro (gr)	peso secco +p.filtro (gr)	numero colpi	Umidità (%)
6	1,74	7,94	6,37	11	33,91
28	1,73	9,96	7,89	14	33,60
31	1,68	8,50	6,82	21	32,68
18	1,75	8,16	6,60	26	32,16
WI medio					33,09

Limite di plasticità

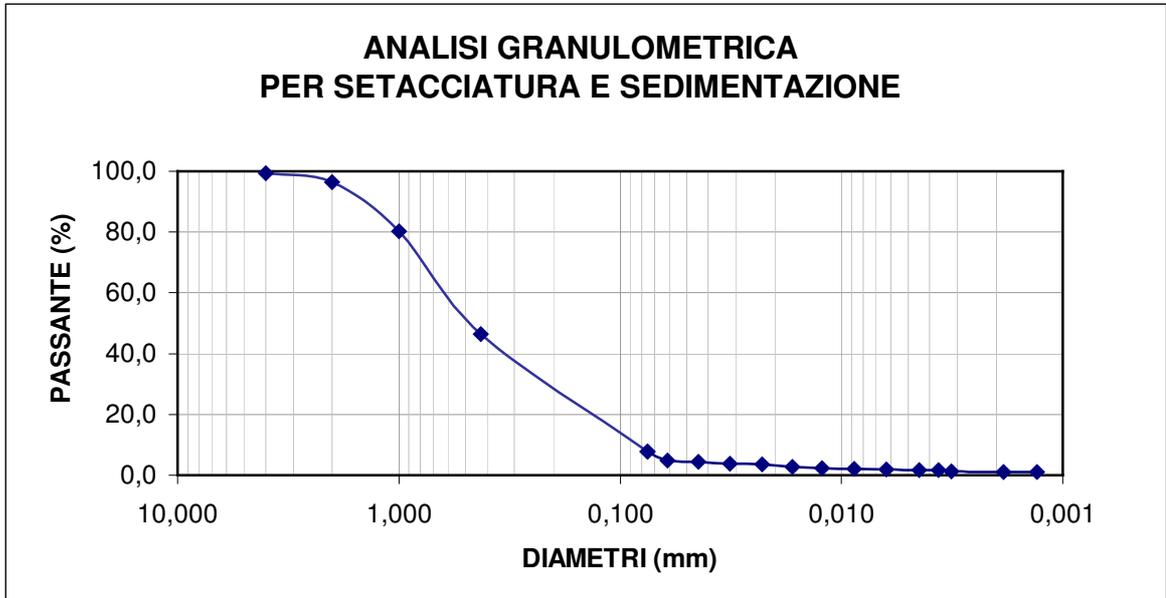
8	1,76	3,27	3,03	18,90
23	1,73	3,28	3,02	20,16

Wp medio 19,53

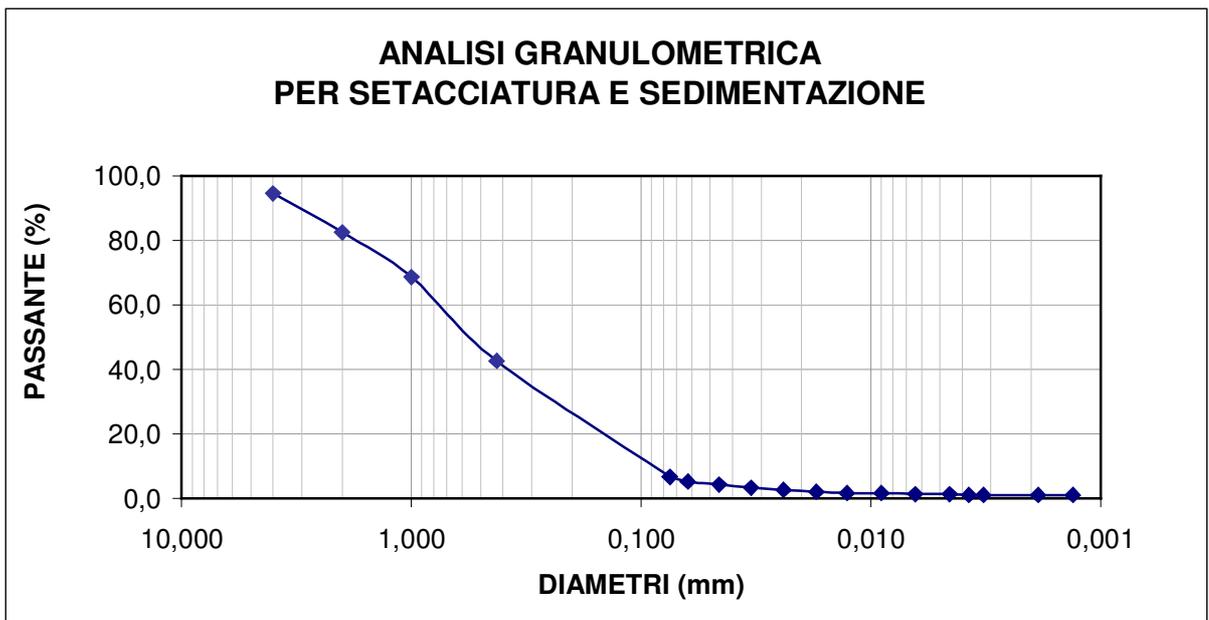


Tav. 6

CAMPIONE S3 alla profondità di 4 m

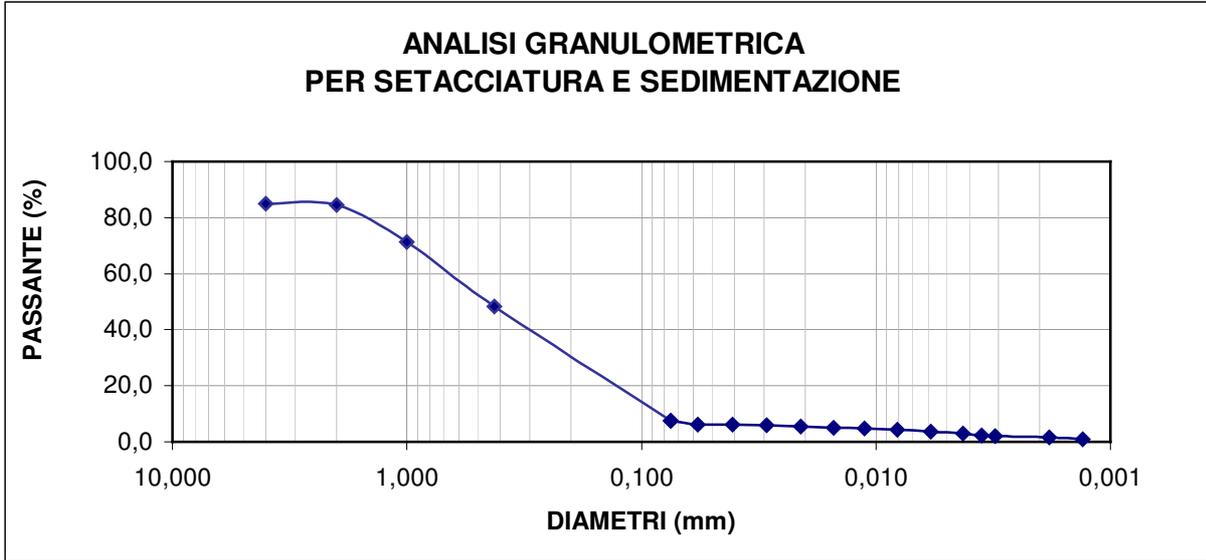


CAMPIONE S4 alla profondità di 7 m



Tav. 7

CAMPIONE S5a alla profondità di 6,30 m



CAMPIONE S5b alla profondità di 3,50 m

