

Introduzione

Lo studio delle morfologie calanchive ha da tempo riscosso l'attenzione della letteratura scientifica; infatti i primi studi risalgono ai primi anni del novecento (Azz1, 1913; Bucciante 1922).

Nello studio delle forme calanchive sono state utilizzate tecniche di analisi diverse, sia di tipo geologico-geomorfologico che di tipo chimico-fisico e mineralogico; numerose e diverse sono anche le teorie sulla loro formazione e sviluppo (Vittorini 1977; Rodolfi e Frascati 1979; Dramis et al., 1982; Sdao et al., 1988; Farabolini et al., 1992; Del Prete 1997; Cerdà et al., 1997; Battaglia et al., 1992;) di cui le ultime risalgono ai primi anni del nostro secolo (Faulkner et al 2003; Ciccacci et al., 2006).

Il presente dottorato di ricerca è stato finalizzato a dare un ulteriore contributo sui fattori e processi che determinano la formazione e lo sviluppo delle morfologie calanchive s.l..

A tal fine sono state prese in considerazione 4 aree (Crotona, Verzino, S.Sisto e Caulonia) caratterizzate da litotipi di età diversa, da differente ubicazione geografica e, quindi, da diverse condizioni climatiche (area tirrenica e area ionica).

Il modellamento delle aree esaminate è dovuto sia a processi gravitativi che a fenomeni di ruscellamento superficiale diffuso ed incanalato; questi ultimi sono responsabili della formazione di calanchi e biancane.

Il lavoro si è articolato in diverse fasi, che hanno innanzitutto previsto il rilevamento geomorfologico di campagna, mirati alla descrizione e cartografazione delle principali morfologie e processi morfodinamici associati.

Una seconda fase ha riguardato il prelievo di campioni sui litotipi argillosi interessati da erosione calanchiva per le successive analisi di laboratorio; esse hanno riguardato la misura di specifiche proprietà. Inoltre il campionamento è stato eseguito con modalità particolari, volte a caratterizzare specifiche microforme (crosta esterna, parte interna massiva, *pipe*); le analisi effettuate sui campioni scelti sono state le seguenti:

- analisi della mineralogia delle argille tramite diffrattometria ai raggi X (XRD);
- analisi granulometrica per setacciatura e decantazione;
- misura del pH(H₂O);
- determinazione del calcare totale tramite calcimetria;
- determinazione dei sali solubili tramite cromatografia ionica;
- determinazione del rapporto di adsorbimento del sodio ($SAR = [Na]/([Ca+Mg]/2)^{0,5}$);
- analisi della microporosità tramite porosimetria a mercurio

- analisi di immagine su sezioni sottili e foto al sem.

Una terza fase è consistita in un monitoraggio diretto in campagna (durato più di un anno e tuttora in corso), finalizzato alla stima dei ritmi di erosione di breve termine nelle aree di Crotone e San Sisto; a tal proposito sono stati effettuati controlli periodici per la misura delle variazioni topografiche locali in corrispondenza di capisaldi metallici infissi lungo i crinali e le linee di impluvio delle forme calanchive. È stata, inoltre, effettuata la stima dei ritmi di erosione a lungo termine.

Nell'area di Crotone, in particolare, le informazioni geomorfologiche sono state riportate su un modello digitale del terreno (DTM) ottenuto da carte topografiche in scala 1:5000; i principali livelli informativi, realizzati in ambiente GIS, hanno consentito l'elaborazione delle seguenti carte tematiche: pendenze, esposizione, uso del suolo e distribuzione areale dei processi di denudazione.

CAPITOLO 1

Inquadramento geologico-strutturale dell'Arco Calabro Peloritano

1.1 Introduzione

L'Arco Calabro Peloritano è la porzione di catena montuosa compresa tra l'Appennino Meridionale e le Maghrebidi siciliane, corrisponde all'intera regione Calabria più i Monti Peloritani.

L'Arco Calabro-Peloritano interrompe infatti quella continuità di affioramento di terreni calcarei mesozoici della catena appenninica, in prossimità dell'altezza di Castrovillari per riprendere ad ovest di Taormina (fig. 1).

L'Arco Calabro è stato da sempre oggetto di accese discussioni e numerose interpretazioni che lo riconducono:

- a) ad un frammento dell'originale paleo-margine europeo (Ogniben, 1970);
- b) ad un frammento della catena orogenica alpina appartenente al dominio africano, sovrascorso sui domini appenninici durante il Neogene (Alvarez, 1976; Bonardi et al., 1976);
- c) ad un frammento della microplacca "mesomediterranea" formatasi in seguito all'apertura della Neo-Tetide nel Giurassico Superiore- Cretaceo Inferiore.

In tutte le interpretazioni elaborate l'Arco Calabro Peloritano viene visto come elemento di congiunzione, in realtà è costituito da due settori, caratterizzati da un assetto tettono-stratigrafico delle unità che li compongono, caratteristiche strutturali e storia evolutiva differenti, separati da un ipotetico lineamento tettonico, che va da Capo Vaticano fino alla Valle del Mesima Soverato (Bonardi et al., 1980; Vai, 1992).

A nord di questo lineamento l'Arco Calabro è delimitato dalla linea di Sanginetto (faglia trascorrente sinistra) che lo separa dalla catena appenninica, a sud di questo lineamento è delimitato dalla linea di Taormina (faglia trascorrente destra) che lo separa dalla catena siculo-maghrebide.

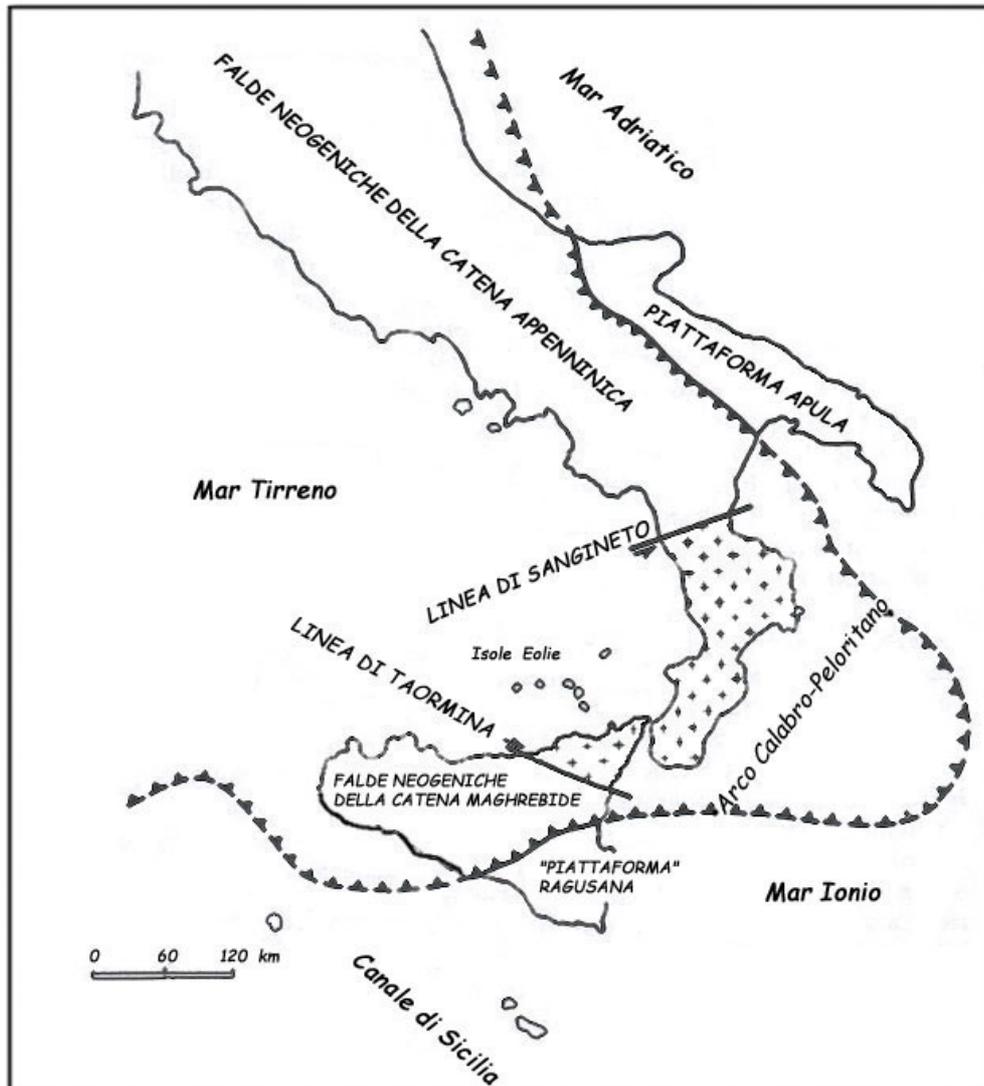


Fig. 1. –Il sistema orogenetico appenninico-maghrebide. Da Amodio Morelli et al. 1976, modificata.

Le differenze principali che caratterizzano i due settori, facendo riferimento a quello meridionale e ponendole in contrapposizione alle caratteristiche del settore settentrionale, sono riassunte in sei aspetti caratteristici:

- ◆ mancanza di unità ofiolitiche;
- ◆ mancanza di metamorfismo alpino nelle unità cristalline;
- ◆ mancanza di unità carbonatiche appenniniche sottostanti alle unità cristalline;
- ◆ età delle principali deformazioni interessanti le unità cristalline, compresa tra l'Eocene Superiore e l'Aquitano;
- ◆ sedimentazione tra l'Aquitano e il Langhiano di depositi tardo-orogeni;
- ◆ mancanza di un chiaro raddoppiamento della superficie di Mohorovicic.

1.2 Assetto tettono-stratigrafico del settore meridionale

Il settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano comprende il Massiccio delle Serre, l'Aspromonte e i Monti Peloritani. In tale settore si distinguono prevalentemente quattro Unità tettoniche: Longi-Taormina, Mandanici, Aspromonte, Stilo.

L'Unità tettonica di Longi-Taormina rappresenta l'elemento geometricamente più profondo ed affiora anche in posizione frontale lungo il margine meridionale dei Peloritani. È rappresentata da una serie di scaglie o subunità costituite da un basamento (Atzori e Vezzani, 1974) di prevalenti semiscisti sericitici e cloritici con intercalazioni di quarziti, metareniti e metacalcari contenenti faune devoniane con associate livelli di metavulcaniti ("porfiroidi", Atzori et al., 1978) e metabasiti.

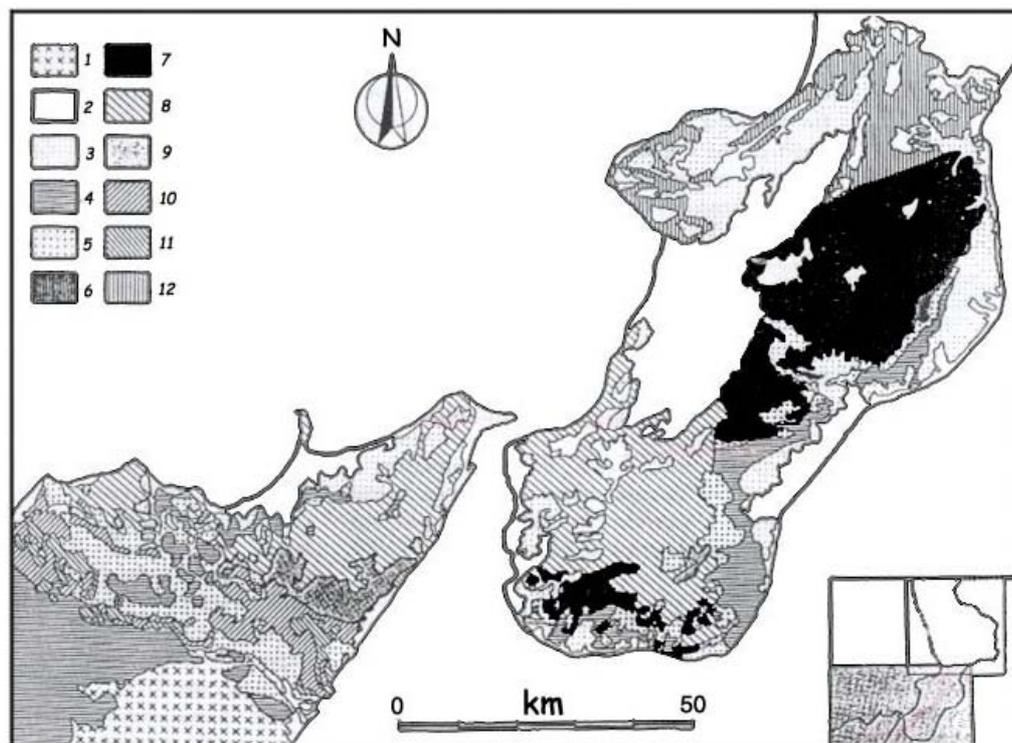


Fig..2 – Schema geologico-strutturale del settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano. 1 = vulcaniti etnee; 2 = sequenze medio suprapliocenico-pleistoceniche; 3 = sequenze tortoniano-infraplioceniche; 4 = Unità sicilidi; 5 = Formazione di Stilo-Capo d'Orlando; 6 = Unità di Stilo, coperture mesozoiche; 7 = Unità di Stilo, basamento; 8 = Unità dell'Aspromonte; 9 = Unità di Mandanici; 10 = Unità Longi-Taormina, copertura meso-cenozoiche; 11 = Unità Longi-Taormina, basamento; 12 = Unità cristalline del settore settentrionale dell'Arco Calabro-Peloritano. Da Tortorici (1982), modificata.

Tettonicamente sovrainposta l'Unità di Mandanici affiora estesamente nella porzione centrale dei Peloritani, essa è costituita da una successione di prevalenti filladi talora granitifere con frequenti intercalazioni di quarziti, calcari cristallini, calcescisti e rare metabasiti, interessata da un metamorfismo ercinico in facies scisti verdi (Atzori e D'Amico, 1972; Ferla, 1972; Atzori et al., 1974).

In posizione ancora più elevata, l'unità dell'Aspromonte affiora estesamente in tutta la parte settentrionale dei Peloritani e in Aspromonte (Ogniben, 1960; Ferla, 1972; Atzori et al., 1974, 1976). I litotipi prevalenti sono rappresentati da paragneiss biotitici e micascisti granitiferi con intercalazioni di anfiboliti e marmi. Il metamorfismo è ercinico in facies anfibolitica.

In posizione apicale è posizionata l'Unità di Stilo, la quale poggia tettonicamente sull'Unità dell'Aspromonte affiorando prevalentemente nelle Serre meridionali.

Il basamento è costituito da paragneiss biotitici, micascisti granitiferi ed anfiboliti caratterizzati da metamorfismo ercinico compreso tra la facies scisti verdi ed anfibolitica (Amodio Morelli et al., 1976) e da filladi con intercalazioni di metareniti e metacalcari caratterizzata da grado metamorfico molto basso.

Sulle quattro unità tettoniche si deposita la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (Bonardi et al., 1980). Essa è rappresentata da una successione di torbiditi arenaceo-conglomeratiche ed arenaceo-pelitiche, che affiora con continuità dal settore delle Serre fino al bordo meridionale dei Peloritani.

1.3 Assetto tettono-stratigrafico del settore settentrionale

La regione del Mediterraneo Centrale è caratterizzata dalla presenza di un sistema di *fold and thrust belt* che mostrano continuità geologica e paleogeografica in tutta l'area circum-Mediterranea (Dercourt, 1986; Rehault et al. 1976; Mantovani et al., 1992). L'elemento di raccordo tra la catena Appenninica e la catena Siciliano-Maghrebide è rappresentato dall'Arco Calabro, il quale differisce dalle altre catene per il tipo di basamento e per la copertura neogenica (Van Dijk et al., 2000). Rispetto alle altre catene l'Arco Calabro assume una larga struttura arcuata, che rappresenta il prodotto di un cuneo di accrezione di terreni crostali originatosi in seguito alla convergenza e collisione Africa-Europa (Amodio-Morelli et al., 1976; Dewey et al., 1989; Tortorici, 1982). E' costituito da una serie di unità tettoniche ofiolitiche rappresentative di un processo continuo di subduzione (Complesso Liguride; Ogniben, 1969) sormontate da una serie di falde derivanti da un basamento continentale (Complesso Calabride; Ogniben, 1969), considerate appartenenti alla catena Eo-Alpina cretacico-eocenica ed Europa vergente, coinvolta nella costruzione della catena orogena Appenninica durante l'Oligocene-Miocene Inf. (Haccard et al., 1972; Alvarez, 1976).

A partire dal Miocene Medio, l'Arco Calabro subisce la progressiva migrazione verso i domini esterni sud-orientali della catena, associandosi alla progressiva apertura del bacino di retroarco Tirrenico (Ghisetti e Vezzani, 1981; Malinverno and Ryan, 1986; Dewey et al., 1989; Rehault et al., 1987; Turco et al., 1990; Catalano et al., 1993; Knott e Turco, 1991; Monaco e Tansi, 1992; Critelli, 1999). Il sistema di faglie trasversali disloca la catena a thrust individuata, diventando la principale modalità di deformazione ed assumendo il ruolo più importante nella evoluzione geodinamica del Mediterraneo Centrale durante il Neogene-Quaternario.

Al *thrust belt*, si sostituisce uno stile tettonico caratterizzato dalla individuazione di zone di taglio crostali la cui evoluzione ha condizionato la architettura e la evoluzione dei bacini neogenici. La individuazione, durante l'intervallo di tempo considerato, di aree in transtensione ed aree in transpressione, legate ad uno stile deformativo di tipo trascorrente, è stata recentemente investigata ed approfondita da Van Dijk et al. (2000) nell'intero settore settentrionale dell'Arco Calabro. Van Dijk et al. (2000), in base a studi strutturali, supportati da dati sismici e di pozzi profondi, definiscono la geometria e la cronologia delle zone di taglio regionali

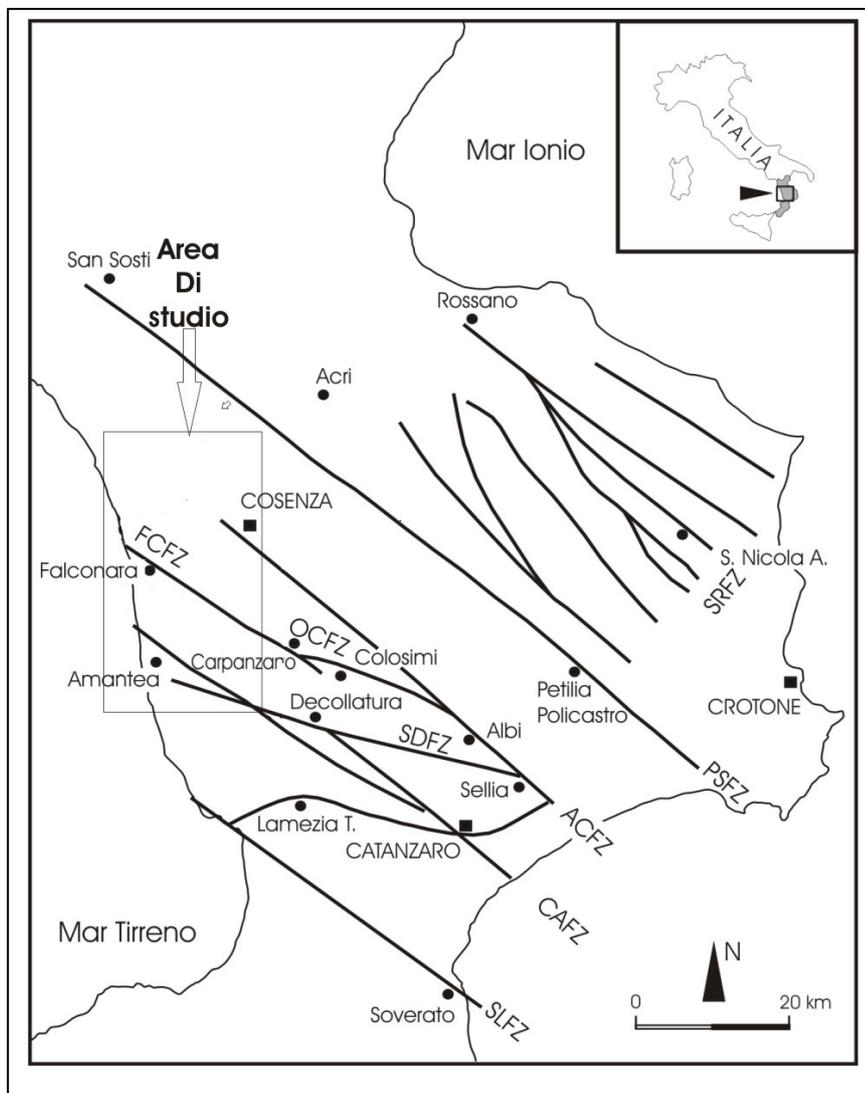


Fig.3
Distribuzione
delle faglie
trasversali (*fault
zones*) della
Calabria
Settentrionale
secondo Van
Dijk et al.
(2000).

(Fig.3); il sistema è costituito da zone di taglio crostali oblique ed a carattere transpressivo, la cui attività è confinata nell'intervallo Miocene medio-Pleistocene medio. Le faglie regionali principali hanno una generale immersione verso NE e sono caratterizzate da movimento trascorrente sinistro con una forte componente inversa, lungo le quali si realizza la parziale estrusione delle unità più profonde della catena (Van Dijk et al., 2000).

Turco et al. (1990) riconoscono i sistemi trascorrenti trasversali in tutto l'Appennino meridionale e la Calabria settentrionale e che avrebbero caratterizzato l'evoluzione plio-quadernaria del settore di catena considerato (Fig. 2). In particolare riconoscono e caratterizzano, in Calabria, il sistema di faglie del Pollino e la faglia di Falconara, parzialmente corrispondente alle zone di faglia di Van Dijk et al. (2000).

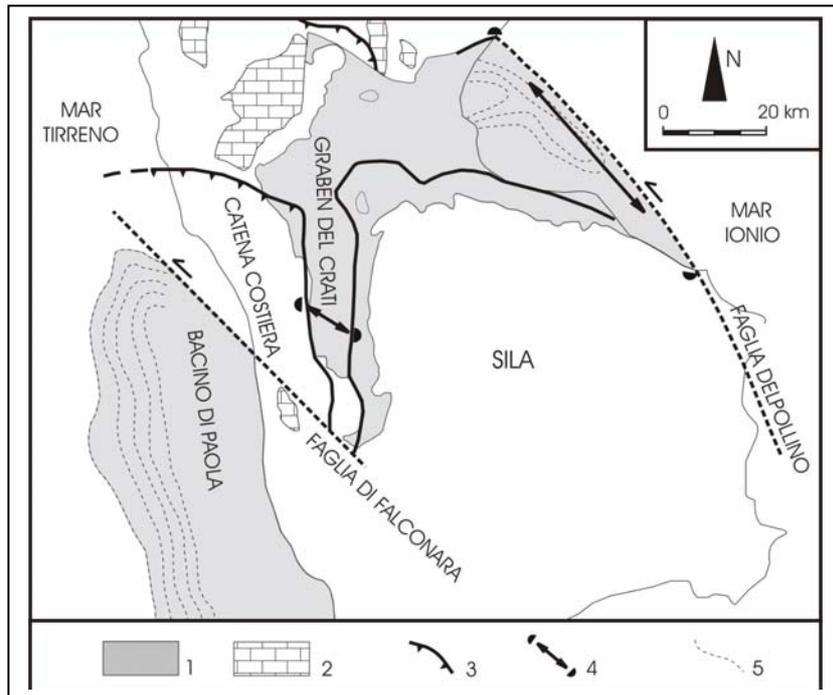


Fig.4. Modello cinematico della Calabria settentrionale; da Turco et al., 1990.

Lungo la terminazione sud-orientale della faglia di Falconara (Fig. 4), viene riconosciuto un regime transtensivo responsabile della apertura di un bacino estensionale ad orientazione N-S (il “Graben del Crati”, Lanzafame e Tortorici, 1981). Inoltre, la estremità nord-orientale della stessa faglia, delimita, in *offshore*, la porzione settentrionale del bacino plio-quadernario di Paola (Barone et al., 1982; Gallignani, 1982; Argani & Trincardi, 1988 e 1993; Chiocci et al., 1989; Chiocci, 1995, Chiocci & Orlando, 1995).

Studi strutturali e geofisici AMS (Anisotropia della Suscettività Magnetica), effettuati in una vasta area della Calabria settentrionale (Mattei et al., 1999, Rossetti et al., 2001; Mattei et al., 2002), hanno evidenziato una tettonica essenzialmente estensionale a partire dall’Oligocene. Questo tipo di tettonica avrebbe coinvolto l’intero AC ed i bacini neogenici peritirrenici (Fabbri et al., 1981) e sarebbe legata ad una direzione di estensione massima orientata ESE-OSO, originando sistemi di faglie normali regionali con direzione NNE-SSO. Il modello prevede la esumazione e la denudazione tettonica delle unità più profonde in seguito al collasso della catena in accrezione, contemporaneamente alla apertura del bacino Ligure-Provenzale ed al vulcanismo del blocco continentale Sardo-Corso. I processi di *underthrusting* sarebbero stati attivi contemporaneamente nella zona frontale del cuneo orogenetico, mentre le unità strutturate precedentemente sarebbero state sottoposte a *detachment* estensionali immergenti verso ovest. In tale modello vengono esclusi eventi di tettonica compressiva nel periodo considerato, assumendo

che la intera evoluzione della catena sarebbe legata a zone di taglio estensionali dall'Oligocene all'attuale. Contrariamente a questa ipotesi, molti autori identificano eventi essenzialmente compressivi nella evoluzione neogenica del settore settentrionale della Calabria (Tortorici, 1981; Colella, 1995; Perri, 1999; Van Dijk et al., 2000; Muto e Perri, 2002; Cesarano e Turco, 2002;). A partire dal Pliocene superiore e soprattutto dal Pleistocene medio, l'Arco Calabro è sottoposto ad una fase di *uplift* (Verstappen, 1977; Carobene et al., 1986; Carobene, 1987; Carobene & Ferrini, 1993; Sorriso Valvo & Sylvester, 1993; Tortorici et al., 1995; Bordoni & Valensise, 1998). Il sollevamento generalizzato della catena sarebbe legato al *rebound* isostatico prodotto dal *detachment* dello slab Ionico subdotto, generando, nelle ultime fasi, la “*Calabrian-Sicilian rift-zone*” (Fig. 5) tra la Sicilia orientale e la Calabria settentrionale, caratterizzata da sistemi di faglie sismogenetiche orientate N-S e NE-SO (Monaco e Tortorici, 2000).

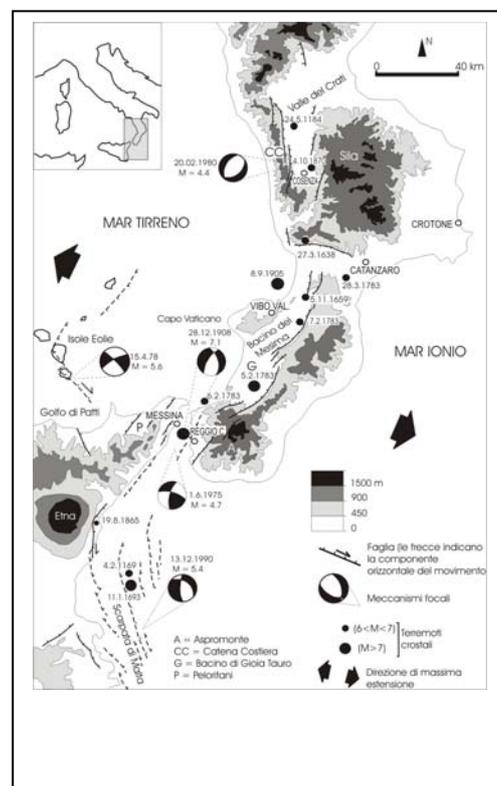


Fig. 5 Distribuzione e caratteri strutturali della *Rift Zone* Siculo Calabra, secondo Monaco e Tortorici, (2000).

Il settore settentrionale dell'Arco Calabro è costituito da *thrust sheets* di sequenze ofiolitifere del Giurassico-Cretaceo inferiore, sovrascorse da un basamento continentale ercinico e preercinico, parzialmente affetto da metamorfismo alpino. Durante l'Oligocene-Miocene inferiore, la catena così strutturata si sovrappone tettonicamente su unità sedimentarie e metasedimentarie mesozoiche della catena Appenninica lungo sovraccorrimenti regionali, attualmente orientati NE-SO (Amodio-Morelli et al., 1976; Tortorici, 1982). Le unità tettonostratigrafiche Appenniniche affiorano localmente in finestre tettoniche nel settore settentrionale della Calabria.

Nella Calabria centrale le principali unità tettono-stratigrafiche includono tre complessi (Amodio Morelli et al., 1976; Van Dijk et al., 2000):

Complesso Appenninico Mesozoico. E' costituito da dolomie e calcari mesozoici, localmente affioranti in finestre tettoniche lungo la Catena Costiera e più diffusamente nei quadranti settentrionali della catena calabrese (Ietto et al., 1992; Ietto e Barillaro, 1993; Ietto et al., 1995). Questo Complesso include:

- la Unità del “Mt. Cocuzzo” (Triassico), affiorante a Mt. Cocuzzo, Mt. Guono e Mt. S. Lucerna. Consiste in dolomie grigio chiare di ambiente marino profondo (rappresentative della risedimentazione di detrito carbonatico di piattaforma, passante verso l'alto a torbiditi carbonatiche, slumps e breccie.
- La Unità di “Terme di Caronte” (Triassico-Giurassico inf.) (Van Dijk et al., 2000), affiorante in prossimità delle Terme di Caronte e costituita da dolomie giallo chiare e marne grigio chiare.

Complesso Liguride. Costituito da unità metamorfiche e da sequenze ofiolitiche (appartenenti al dominio Ligure-Piemontese).

Essa affiora principalmente nel settore dell'area centrale di studio ed include:

- una “Unità Ofiolitica” basale (“Unità di Gimigliano” in Amodio-Morelli et al. 1976), costituita da serpentiniti, metabasiti policrome, calcari a *Calpionella*. Questa unità marca il sovrascorrimento basale tra il complesso Liguride e le unità Appenniniche sottostanti.
- “Unità Metapelitica” (Van Dijk et Al., 2000), composta prevalentemente da metapeliti nerastre e metasiltiti alternate a quarziti e calcari. Secondo Amodio-Morelli et al. (1976) questa unità è attribuita alla Unità del Frido, di origine oceanica.

Complesso Calabride, (Paleozoico). È costituito da rocce di un basamento paleozoico; affiora principalmente lungo il Massiccio della Sila ed in Catena Costiera. Viene suddivisa in più unità costituite dal basso verso l'alto da:

- Unità di Bagni (Amodio Morelli et al., 1976). Rappresenta l'Unità più profonda del complesso Calabride ed è costituita da filladi grigio-nerastre, metareniti, quarziti, calcari. L'unità comprende una copertura di dolomie e calcari torbiditici (Amodio-Morelli et al., 1976).
- Unità di Castagna (Amodio-Morelli et al., 1976), composta principalmente da gneiss occhiadini, micascisti e subordinatamente da marmi; queste rocce sono intruse da rocce plutoniche.
- la Unità della Sila (Messina et al., 1994), costituita da rocce metamorfiche di alto grado, gneiss a biotite-sillimanite-e granato, con subordinati lenti di marmi, anfiboliti, granuliti, graniti ed intrusioni di dicchi aplitici e pegmatitici. Questa Unità è intrusa da estesi corpi plutonici (batolite

della Sila, Messina et al., 1994) ed include sequenze terrigeno-calcaree del Triassico-Cretaceo inferiore (Gruppo di Longobucco e Caloveto, Young et al., 1986; Santantonio e Teale, 1987).

- Unità di Stilo (Amodio-Morelli et al., 1976), costituita da rocce metamorfiche di basso grado, filladi, calcescisti e metapeliti nere del Paleozoico, intruse da estesi corpi plutonici. La Unità di Stilo include una copertura sedimentaria triassico-cretacea costituita da conglomerati ed arenarie, calcari neritici e dolomie.

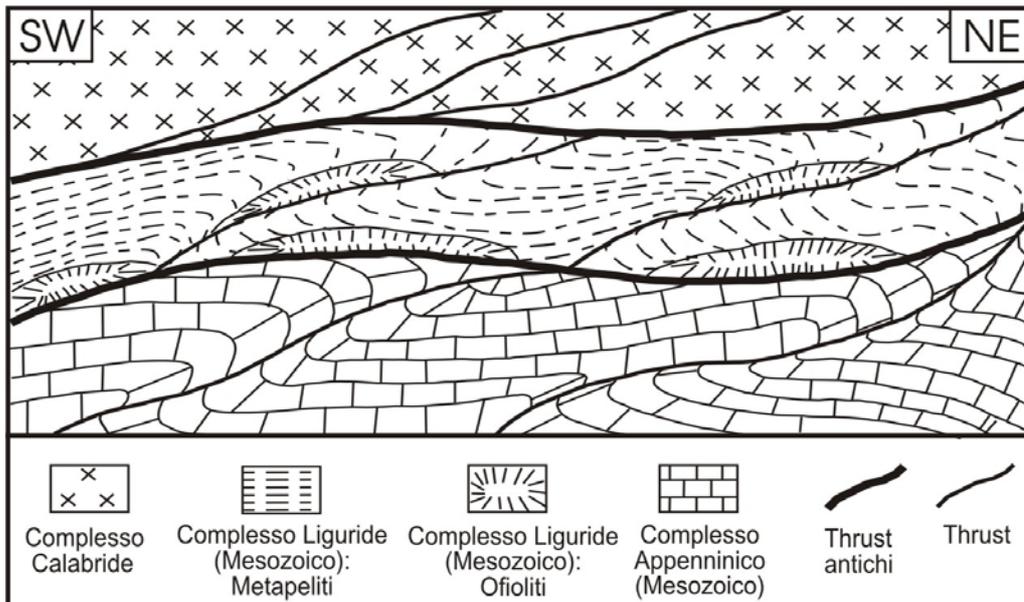


Fig. 6 Rapporti schematici tra le Unità carbonatiche mesozoiche e le Unità alpine nel settore di studio.

Nel settore settentrionale della Calabria e nella Calabria occidentale, successioni sedimentarie del Miocene superiore trasgressive sulla catena affiorano diffusamente. Sono costituite principalmente da conglomerati, calcareniti, argille, depositi evaporitici, su cui trasgredisce una successione conglomeratico-sabbioso-argillosa del Pliocene inferiore-medio (Di Nocera et al., 1974; Romeo e Tortorici, 1980). Depositi del Pliocene medio-Pleistocene medio, costituiti da spesse successioni di conglomerati, sabbie ed argille, rappresentano i depositi di riempimento delle principali depressioni tettoniche della Calabria settentrionale (Valle del Crati, Stretta di Catanzaro). Lungo le aree pedemontane, nei bacini intramontani e lungo il versante occidentale della Catena Costiera, affiorano depositi marini pleistocenici terrazzati in vari ordini e conoidi alluvionali del Pleistocene superiore.

1.4. Inquadramento Geologico del Bacino di Crotona

Il Bacino Crotonese rappresenta una complessa ed articolata depressione tettonica riempita da una successione sedimentaria neogenico-quadernaria.

Tale bacino è ubicato nel settore settentrionale della Calabria e si estende dal margine orientale del massiccio della Sila fino al Mar Ionio, limitato a nord dall'alto strutturale di S. Nicola dell'Alto e a sud dalla dorsale di Petilia Policastro. Negli ultimi anni, il bacino è stato studiato ed investigato per la presenza di risorse minerarie e di idrocarburi rappresentando una delle maggiori reservoir energetiche della Calabria settentrionale.

Il primo importante studio di questo Bacino è stato eseguito da Ogniben (1955), il quale distingue, nella successione sedimentaria di riempimento, le seguenti formazioni dal basso verso l'alto:

1. F.ne Arenaceo-conglomeratica di San Nicola dell'Alto;
2. F.ne delle Argille marnose del Ponda;
3. F.ne del Tripoli;
4. F.ne Marnosa-calcareo di base;
5. F.ne dei Gessi;
6. F.ne del Vitravo;
7. F.ne della Molassa di Zinga;
8. F.ne delle Argille marnose di Spartizzo;
9. F.ne della Molassa di Scandale;
10. F.ne delle Argille marnose di Timpa Bisio;
11. F.ne delle Arenarie di Strongoli;
12. F.ne delle Argille marnose di Gigliolo.

Un importante contributo alla ricostruzione della stratigrafia del Bacino di Crotona è stata effettuata da Roda (1964). L'Autore, grazie all'utilizzo dei dati provenienti da ricerche a scopo minerario (salgemma), ha elaborato uno schema stratigrafico che rappresenta tutt'oggi lo schema di riferimento per studi a carattere regionale e di dettaglio.

Roda distingue tre cicli sedimentari:

1. il primo ciclo, più antico, di età Miocene medio-Messiniano, è caratterizzato dalla Formazione di San Nicola dell'Alto e prosegue con la sedimentazione della Formazione del Tripoli. Il ciclo si chiude con la messa in posto della argille scagliose che affioranti all'estremità nord-orientale del Bacino;

2. il secondo ciclo inizia con sedimenti evaporitici risedimentati o terrigeni evaporitici, e si chiude con una successione terrigena costituita dal conglomerato delle Carvane, le marne argillose dei Cavalieri e della molassa di Zinga;
3. il terzo e ultimo ciclo ha inizio nel Pliocene medio e termina nel Calabriano, ed è costituito dalla Formazione della molassa di Scandale e dalla Formazione della molassa di San Mauro.

La tettonica connessa a quest'evoluzione stratigrafica è interpretata come distensiva, con tre fasi principali legate ai tre cicli sedimentari.

Alla fine del ciclo deposizionale messiniano il margine orientale della Sila era bordato da una vasta pianura alluvionale in cui sfociavano ampie fiumare, i cui depositi si estendevano per decine di chilometri verso SE .

All'inizio del Pliocene un'importante fase deformativa, con faglie normali orientate NE -SW, individuò una depressione tettonica che diede origine ad un bacino marino in cui sedimentavano prevalentemente depositi pelagici.

Terminata la fase parossistica dell'attività tettonica, il bacino venne progressivamente riempito da depositi prima neritici (F.ne della Molassa di Zinga) e poi litorali e costieri (F.ne della Molassa di Scandale), che progredivano verso SE .

Con il progredire del riempimento del bacino, la linea di costa si è spostata verso oriente creando una catena di dune costiere alle cui spalle si impostava una vasta area lagunare, dove depositavano tipiche argille scure sottilmente laminate (F.ne delle argille Marnose di Spartizzo). Alla fine del Pleistocene Inferiore si impostò una nuova fase tettonica che portò alla chiusura anomala del bacino sedimentario ed alla deposizione di un limitatissimo spessore di depositi litorali e di spiaggia sopra i sedimenti pelitici, ed in seguito, alla completa emersione dell'intero riempimento.

I movimenti verticali sono stati accompagnati dallo sviluppo di faglie dirette NS che dislocano anche i depositi del Pleistocene Superiore; la velocità di questi movimenti è molto elevata e può essere stimata in 1-2 mm/anno nell'intero Bacino di Crotona.

Van Dijk (1990) fornisce una evoluzione tettono-stratigrafica tardo neogenica del Bacino Crotonese suddiviso in quattro fasi:

1. Stadio Serravalliano e/o Messiniano, caratterizzato da un incremento dell'attività tettonica del bacino che porta all'instaurarsi di una circolazione ristretta con un'importante caduta del livello marino e l'inizio del 1° ciclo evaporitico;
2. Stadio Messiniano-Pliocene Medio, caratterizzato da un'intensa attività tettonica e sviluppo di sequenze e discontinuità stratigrafiche;

3. Stadio tardo Pliocene-Pleistocene, caratterizzato da un onlap pulsante registrato nello sviluppo di sistemi deposizionali costieri marini;
4. Stadio tardo Pleistocene-Attuale, caratterizzato da forti movimenti verticali del massiccio silano (ca.0,1-0,5 cm/yr) (Ogniben 1973), che producono localmente, lungo il settore costiero meridionale, la messa in posto di depositi caotici, coperti da depositi marini costieri e transizionali affioranti su vari terrazzi del Pleistocene superiore (Ogniben 1973).

Un altro importante contributo alla ricostruzione delle successioni stratigrafiche e dell'evoluzione che ha interessato il Bacino Crotonese tra la fine del Messiniano e l'Olocene è stato effettuato da Moretti (1993).

Alla fine del Miocene la parte orientale del massiccio della Sila era bordata da un'ampia pianura alluvionale costiera; i relativi depositi "Conglomerati delle Carvane" rappresentano l'ultimo episodio del ciclo messiniano. La presenza sui conglomerati di paleosuolo rosso è indicativa di una lacuna temporale che lo separa dai sovrastanti depositi del ciclo sedimentario infra-pliocenico.

All'inizio del Pliocene il Bacino Crotonese venne interessato da una fase di ingressione marina; infatti una intensa fase deformativa, materializzata da faglie normali orientate SO-NE, ha portato al ribassamento di buona parte dell'area, formando un bacino marino con la deposizione di depositi argilloso-marnosi (Argille Marnose dei Cavalieri). In seguito il tasso di subsidenza del bacino subì un rallentamento determinando un lento ritorno a condizioni di mare poco profondo. Verso la fine del Pliocene inferiore, la sedimentazione nel bacino era rappresentata da depositi neritici (Formazione di Zinga).

Nel Pliocene medio il graduale riempimento del bacino fece in modo che il fondo marino fosse colmato da sedimenti litorali e costieri (Formazione di Scandale) che progradavano verso sud-est.

Successivamente ciò determinò uno spostamento della linea di riva verso oriente, provocando la formazione di una catena di dune costiere dietro la quale si impostarono depositi lagunari costituiti da argille scure, intercalate spesso a sabbie silicee o a livelli ocracei. A tale unità Ogniben (1955) diede il nome di Argille Marnose di Spartizzo.

La formazione di un sistema laguna-barra costiera-mare sottile è indice di una situazione tettonicamente stabile.

Il Pliocene superiore fu caratterizzato da una forte ripresa dell'attività tettonica che determinò una nuova ingressione marina su gran parte del Bacino Crotonese con la deposizione delle Argille Marnose di Cutro. La sedimentazione era quindi fortemente condizionata dalla tettonica

che portò alla frantumazione in blocchi dei depositi precedenti con basculamento degli stessi verso i settori nord-occidentali e la formazione di due dorsali orientate SO-NE.

Si formarono due allineamenti di isole parallele alla linea di costa, progressivamente smantellate dall'azione delle onde.

Alla fine del Pleistocene superiore una nuova fase tettonica portò alla chiusura del bacino sedimentario e alla deposizione di sedimenti litorali e di spiaggia (Sabbie di S.Mauro) sui sedimenti pelitici con la successiva emersione dell'intero pacco sedimentario. I movimenti tettonici verticali (1-2 mm/a) cui è stata soggetta la Calabria orientale nel Pleistocene medio-superiore e che risultano ancora attivi sono probabilmente legati all'attività delle faglie dirette orientate N-S che bordano l'attuale limite orientale della Sila e interessano gran parte dell'area crotonese

L'area del Bacino di Crotona, è interessata tra il Pliocene Inferiore ed il Pleistocene Medio da tettonica estensionale che ha accompagnato le migrazioni dell'Arco Calabro verso SE (Van Dijk et al., 2000).

L'analisi mesostrutturale, estesa su tutto il bacino, esclude con certezza la presenza in superficie di deformazioni compressive dopo il Tortoniano (Moretti, et al., 1993). Questo contrasta nettamente con molti modelli strutturali che prevedono il margine Ionico della Calabria come il fronte in compressione di un sistema arco-fossa ancora attivo (Zecchin et al., 2004).

L'avanzamento del blocco Calabro-Peloritano verso SE e la conseguente apertura del Bacino Tirrenico sarebbero avvenuti in un regime estensionale come conseguenza dell'arretramento dell'avanfossa, a sua volta causato dal progressivo affondamento passivo della placca litosferica Ionica.

Nella zona più settentrionale della fascia compresa tra la Catena Costiera ad Ovest e la Sila ad Est, si sviluppa un sistema di faglie normali che suddividono la Calabria settentrionale in Horst e Graben, tra cui i principali sono rappresentati dalla Sila che funge da Horst, e dal Bacino di Crotona che funge da Graben (Tortorici, 1981).

L'area è interessata da due distinti sistemi di faglie estensionali con direzioni di trasporto NO-SE ed E-O, evidenti sia dalla cartografia sia dall'osservazione diretta dei piani di faglia e degli indicatori mesostrutturali.

1.4.1 Terrazzi Marini Pleistocenici

Penisola di Crotone.

La penisola di Crotone, detta un tempo Marchesato, è compresa nelle tavolette Cutro e Crotone del F. 238 della Carta d'Italia e nelle tavolette Isola di Capo Rizzuto e S. Leonardo di Cutro del F. 243.

È caratterizzata geologicamente da un substrato di argille marine plio-pleistoceniche (le <<Argille di Cutro>> di Ogniben (1955), corrette in << Argille marnose di Cutro>> o <<Formazione di Cutro>> da Roda, (1964) sulle quali si sono depositati sedimenti pleistocenici marini terrazzati.

Dopo il riempimento del bacino di Crotone-Spartivento e la dislocazione dei suoi sedimenti, la Penisola di Crotone è stata in diversa misura interessata da ulteriori quattro episodi di sedimentazione, connessi con oscillazioni glacio-eustatiche del livello del mare. Nel corso di queste ultime sono state esposte altrettante sottili coperture riferibili, dalla più antica e più alta, rispettivamente al<< Crotoniano >> e a tre successive pulsazioni tirreniane.

Le loro superfici di chiusura, alquanto rimodellate in ambiente sub-aereo e variamente dislocate dalla tettonica, sono disposte secondo una gradinata fra la quota 240m ed il mare.

La Penisola di Crotone, situata al margine esterno dell'Arco Calabro, presenta uno sviluppo ottimale di alcune forme di modellamento marino quaternario e un importante elemento cronostratigrafico di riferimento rappresentato dalla serie sedimentaria che definisce il <<Crotoniano>> (Ruggeri *et. al.*, 1975).

La penisola risulta, di conseguenza, caratterizzata morfologicamente da due motivi molto diversi, legati alla diversa erodibilità delle rocce:

- Una morfologia collinare dolce o, talvolta, una morfologia calanchiva estremamente esasperata, interessa le <<Argille marnose di Cutro>>.
- Una morfologia tabulare, leggermente inclinata verso la costa, interessa i depositi delle unità terrazzate.

Le unità terrazzate risultano ampiamente smembrate in diversi lembi a causa dell'intensa azione erosiva lineare che ha interessato la zona e dalla neotettonica, in questa zona particolarmente evidente.

Le quattro tavolette (Cutro, Crotone, Isola di Capo Rizzuto e S.Leonardo di Cutro), evidenziano sostanzialmente la stessa configurazione morfologica generale data da superfici pianeggianti più o meno estese poste a varie quote e bordate da scarpate il cui profilo è caratterizzato da una cornice calcarenitica subverticale che sovrasta un versante argilloso meno ripido.

I bordi esterni dei terrazzi sono sempre ben marcati, ma in genere resi irregolari dalle incisioni torrentizie e da frequenti frane.

Laddove l'erosione lineare ha asportato la copertura calcarenitico-sabbiosa e lungo le scarpate di faglia che dislocano i terrazzi, l'affiorare delle argille plio-pleistoceniche della formazione di Cutro dà luogo ad un paesaggio collinare a dolci profili convesso-concavi e, nelle zone di testate dei bacini, ad una morfologia calanchiva esasperata.

È possibile distinguere sei ordini di terrazzi che vanno dal I 242-125 m s.l.m.; al VI 9-5 m s.l.m. (Gueremy, 1980).

Questa distinzione risulta dall'esame comparato di situazioni ricostruite in diversi settori della penisola di Crotona.

La notevole ampiezza altimetrica di ciascun ordine, sempre superiore ai dislivelli che separano un ordine dall'altro, è dovuta alla sia pur modesta inclinazione delle superfici terrazzate ed alla loro rimarchevole estensione areale.

Il rilevamento geomorfologico ha evidenziato il ruolo determinante della tettonica recente nel determinare l'assetto morfostrutturale di quest'area.

Per questo motivo l'esatto numero ed il significato dei cicli deposizionali responsabili della genesi dei terrazzi deve venire individuato sulla base dei dati geo-paleontologici, sedimentologici, e cronologici.

I terrazzi vengono distinti come:

1. Terrazzo di Cutro, esso si estende da Cutro a Ovest fino a Crotona a Est e dal paese di Papanice a Nord fino alle spalle dei paesi di S.Leonardo di Cutro e di Isola di Capo Rizzuto a Sud. E' compreso tra le quote 242 m s.l.m. e 125 m s.l.m. e coincide con il terrazzo di I ordine.
2. Terrazzo di S. Leonardo di Cutro-Campolongo-Isola di Capo Rizzuto, appartenente ad un'unità intensamente smembrata, compresa tra i 112 e 65 m s.l.m.; comprende i terrazzi morfologici del II e III ordine.
3. Terrazzo di Le Castella-Capo Rizzuto appartenente ad un'unità ampiamente affiorante nelle tavolette S.Leonardo di Cutro ed Isola di Capo Rizzuto, compreso tra 80 e 16 m s.l.m.. Tali quote sono fortemente influenzate dalla tettonica e questa unità comprende i terrazzi morfologici del III, IV, V e VI ordine.
4. Terrazzo di Capo Colonna compreso tra 40 e 10 m s.l.m.. Esso coincide con il terrazzo morfologico del V ordine (Gliozzi 1987) fig 1.

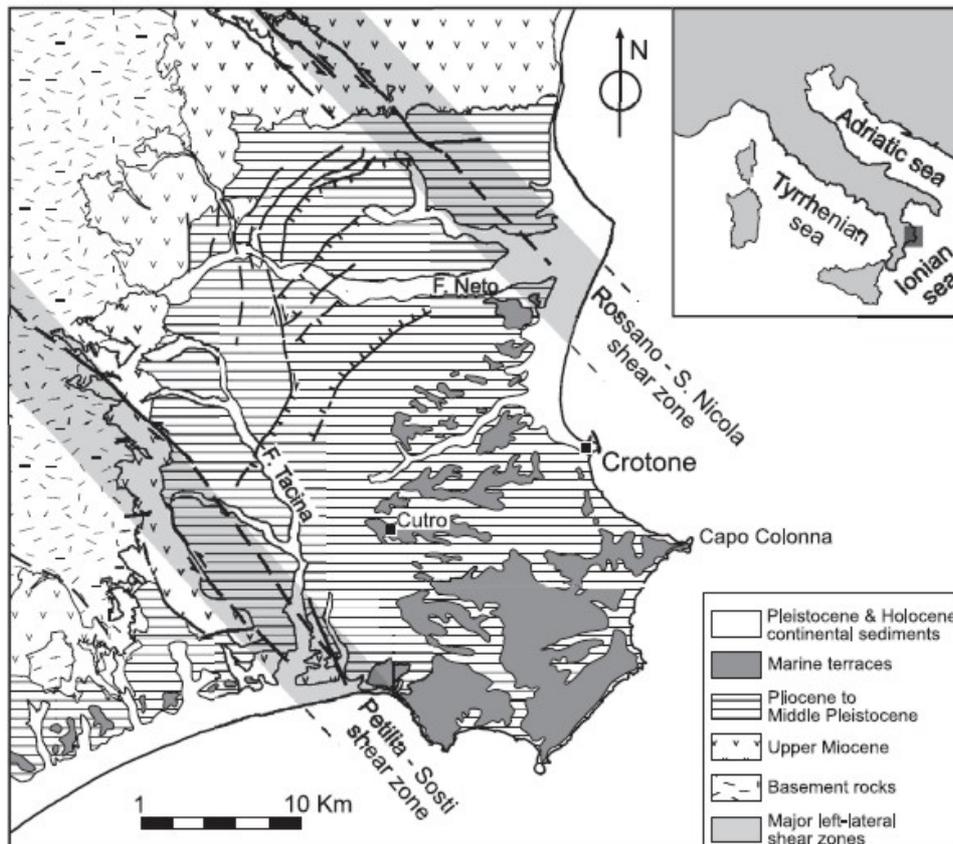


Fig 7 Terrazzi marini, Bacino Crotonese. (modificato da Zecchin et al., 2004)

1.4.2 Terrazzo Di “Vrica”

A circa quattro chilometri a Sud di Crotona, in un’area caratterizzata dalla presenza di calanchi, affiora una successione di argille nota ormai nella letteratura geologica con il nome “sezione Vrica”.

L’intera Sezione di Vrica ha uno spessore di oltre 400 metri, ma per lo studio sono stati presi in esame solo i 300 metri stratificamente più alti, comprendenti il limite Neogene/Quaternario.

Questo intervallo superiore è costituito da argille marnose-siltose grigie e grigie-azzurre a stratificazione indistinta, molto ricche in Foraminiferi planctonici e bentonici e in Ostracodi.

Alle argille sono intercalati numerosi strati pelitici fittamente laminati, aventi generalmente uno spessore di pochi decimetri; la laminazione è piano-parallela, indisturbata.

Queste laminiti contengono gesso, limonite, jarosite, minerali che possono formarsi facilmente per alterazione di solfuri di ferro.

Dai caratteri fisici, mineralogici e paleontologici risulta che le laminiti, depositatesi evidentemente in periodi durante i quali la circolazione del fondo marino era scarsissima, sono

interpretabili come sapropel.

Circa 100 metri sotto la Sezione di Vrica si osservano quattro livelli costituiti in prevalenza da sabbia molto fine, argilla sabbiosa o silt aventi una potenza di circa 2-5 cm, intercalati alle argille e molto ravvicinati.

Il più alto di questi livelli è ricco di cenere vulcanica a frammenti vetrosi pressoché inalterati (Colalongo *et. al.*,1967); su questi frammenti è stata effettuata una datazione col metodo delle tracce di fissione, che ha fornito un'età di 2,07 milioni di anni, e una datazione col metodo K/Ar, che ha fornito un'età di 2,2 milioni di anni.

Alla massima quota che nell'area è di 160 m s.l.m. (fig. 2), il terrazzo è costituito da calcareniti, con uno spessore di 1,5 m circa, su cui giace il suolo di spessore 0,50 m.

1.4.3 Geologia dell'Area

Dalla carta geologica della Calabria, 1:25000 dell'I.G.M. e dal rilevamento di campagna, nell'area di studio ricadono le seguenti Litologie:

Olocene : **ds**. Dune e sabbie, stabilizzate.

Pleistocene : **Q**. Sabbie e conglomerati da bruno-rossastri, localmente si possono trovare corpi lenticolari di calcare ad alghe macroscopiche e calcare bioclastico.

Intercalazioni arenacee e ghiaiose a cemento calcareo sono piuttosto comuni, alcune di queste sono costituite da calcareniti arenacee ricche di microfossili che presentano localmente una stratificazione incrociata ed occasionali intercalazioni di argille marnose. Nei depositi superiori (Terrazzo di Cutro) si è rinvenuta una macrofauna abbondante. **Pleistocene medio-superiore**.

Pt. Sabbie grigio-brunastre, talora leggermente cementate, intercalate nel complesso argilloso a Crotona.

Pt2. Argille siltose, da grigio-chiaro a grigio-azzurro, con occasionali sottili intercalazioni di sabbie micacee (ad Ovest del f. Esaro ed a S-E di Timpone Rosso). Esse contengono una ricca microfauna a foraminiferi ben conservati. Macrofauna abbondante e variata.

1.4.4 Inquadramento Geomorfologico

L'area di studio si inserisce in un ambiente tipicamente collinare ed è caratterizzata da quote mediamente comprese tra 0 e 160 m s.l.m.

Si estende su una superficie di 5 km² con pendenza massima dei versanti di 66,14°, media di 14,75° e minima di 0°.

La lunghezza totale dei corsi d'acqua è di 52.630 m e la rete orografica arriva ad un massimo di

4° ordine e presenta un *pattern* prevalentemente dendritico.

In particolare le scarpate si impostano su terreni prevalentemente argillosi ed appaiono diffusamente modellate da frane, da fenomeni di erosione calanchiva e da solchi di ruscellamento concentrato.

I fenomeni franosi e di erosione idrica concentrata lungo le scarpate e lungo i tratti di versante con maggiore acclività, in generale, sono talmente diffusi da poter essere considerati i principali processi morfogenetici.

Alla quota massima giacciono ampi lembi terrazzati calcarenitici, di origine marina, con andamento sub-orizzontale.

1.5 Inquadramento Geologico e Stratigrafico dell'area di Verzino

L'area oggetto di studio si colloca lungo il versante ionico della Calabria, nella porzione orientale del massiccio silano e ricade nel comune di Verzino (Kr). La zona, che si posiziona nel Foglio topografico dell'Istituto Geografico Militare n.237 I NE sezione C, è delimitata ad ovest dal fiume Lese, ad est dalla Fiumara Vitravo, a nord dalla località Le Vigne ed a sud dall'allineamento Monte Petrello (480 m s.l.m.)- Monte Russo-Manno (289m). All'interno si individuano le alture di Timpone del Castello (606m) a SO, della Serra di Frea (432 m) a SE e delle Serre (733 m) a N.

I litotipi affioranti nell'area sono costituiti essenzialmente da argille, dai gessi, sui quali si imposta il fenomeno carsico, e dalla serie tardomiocenica sabbioso-conglomeratica.

Il substrato su cui poggiano i depositi neogenici è formato da rocce cristalline e metamorfiche

Nell'area rilevata sono riconoscibili due complessi litologici principali:

- l'unità geometricamente inferiore è costituita da filladi grigio-scure o verdastre, intercalate a quarziti sottilmente laminate, più chiare, ed a metasiltiti;
- l'unità superiore è invece prevalentemente formata da metagranitoidi con intercalazioni di gneiss occhiadini.

Indagini stratigrafiche e strutturali hanno evidenziato la presenza di sequenze deposizionali che possono essere messe in relazione sia ad eventi eustatici che a fasi tettoniche (fig. 1) (Ferrini et al., 1998).

Unità del T. Calamo

Si tratta di una potente successione terrigena che copre buona parte del settore settentrionale del Bacino Crotonese. L'intervallo principale della formazione è costituita da depositi pelitici, in cui si intercalano localmente spessi corpi conglomeratico-arenacei costituiti sia da elementi cristallini e metamorfici che da masse caotiche di Argille Scagliose cretacee. Dal punto di vista geodinamico si ipotizza un'area deposizionale altamente subsidente che potrebbe rappresentare l'avanfossa ionica precedente all'inizio (o coeva) del *rifting* tirrenico (Savelli 1984; Sartori, 1989).

Unità delle Arenarie e conglomerati di Gabella Mortilla

Essa rappresenta un' unità litostratigrafica di riferimento data la sua evidenza morfologica e la sua continuità laterale e costituisce un utile livello guida che marca, spesso in discordanza angolare, la base trasgressiva del ciclo sedimentario che si conclude con la crisi di salinità messiniana. Da un punto di vista temporale il tetto della formazione marca un momento di uniformità paleoambientale di tipo paralico che prelude l'annegamento della piattaforma continentale.

Unità delle Argille di Maradera

L'unità è formata da una successione di argille compatte, di aspetto massivo. L'età della successione varia tra il Tortoniano superiore per la comparsa di *Globorotalia Suture* (Rao, 1998) ed il Messiniano rappresentati nell'area dalla formazione del **Tripoli**, a cui le argille passano in continuità stratigrafica.

Unità del Tripoli

E' costituita da depositi silicei sottilmente fogliettati, bianchi e friabili, leggerissimi, meglio conosciuti con il nome di farina di fossili composti da radiolari ed altri organismi a guscio siliceo. Tale formazione è uno dei livelli di riferimento nello studio dei depositi messiniani dell'Italia Meridionale.

Unità del Calcere evaporitico

Si tratta di calcari vaculari, di aspetto travertinoso oppure di livelli centimetrici di calcari pulverulenti alternati a livelli di marne, conservati in piccoli lembi sotto la formazione del Vitravo, ma più spesso presenti in clasti risedimentatinei livelli basali della stessa.

Formazione del Vitravo

Essa giace in discordanza angolare su tutti i sottostanti terreni tortoniano-messiniani erodendoli a varie altezze stratigrafiche.

Nella formazione sono riconoscibili due complessi litologici principali (fig.2):

- ✓ **Membro delle gessoruditi:** questi depositi costituiscono un potente e continuo corpo sedimentario con base sempre erosiva, marcata da un primo livello conglomeratici grossolano di tipo *debris-flow*, costituito sia da clasti di gesso che da elementi di calcare evaporitico e di Tripoli; seguono livelli lutitici a stratificazione decimetrica, spesso interessati da vistose mesopieghie.

- ✓ Membro delle gessoareniti: Sono depositi a granulometria fine, costituiti quasi esclusivamente da elementi di gesso, con sottilissimi veli argillosi o di *sapropel* organico.

Formazione del Vallone Cufalo

Al di sopra delle gesso-areniti, ma non su tutta l'area giace una formazione argillosa, caratterizzata dalla presenza di numerosi piccoli cristalli di gesso primario. Intercalati alle argille affiorano livelli di sale potenti, che sono stati oggetto di una intensa attività estrattiva. Nella parte alta delle argille è presente anche una colata sedimentaria di Argille Scagliose e ofioliti. La Formazione sembra essersi depositata lungo una stretta depressione marina di origine tettonica compresa tra la spianata di Le Vigne e la Timpa dei Cavalieri, delimitata da una grande piega-faglia ad andamento SW-NE sul lato occidentale, da un esteso fronte di scorrimento che raddoppia le evaporiti inferiori sul lato orientale. La presenza di *slumps* indica che la deposizione del bacino è coeva e strettamente controllata dall'attività delle strutture tettoniche. Verso sud-ovest alle argille e gessi si sostituiscono, con passaggio laterale, argille scure lagunari, sterili e fortemente saline; intercalati a queste si rinvengono livelli di sabbia litorali e conglomerati di spiaggia; quindi si può collegare cronologicamente questi depositi con la Formazione informale di "Lagomare". (Ferrini et al., 1998)

Conglomerati delle Carvane (Roda, 1965)

Questo intervallo ruditico marca la base del "ciclo infrapliocenico" ed è costituito da livelli discontinui di conglomerati fluviali, con elementi eterogenei ben arrotondati. Superiormente i conglomerati passano ad un membro arenaceo-microconglomeratico di ambiente litorale-costiero e quindi alle peliti della formazione dei Cavalieri (argille marnose plastiche, raramente siltose, di ambiente pelagico).

La formazione è attribuita da (Roda 1965) al Messiniano terminale ed è considerata come l'ultimo deposito continentale prima del ripristino nel Mediterraneo delle normali condizioni di livello marino.

Calcareniti di Zinga (Roda, 1965)

Sono costituite da livelli di calcareniti ed arenarie ben cementati ricchi in lamellibranchi, gasteropodi, briozoi ecc...Rappresentano i depositi neritici di riempimento del bacino

infrapliocenico. Lateralmente passano alle sabbie e siltiti di Serra di Frea. Roda, anche se i fossili presenti non sono significativi, attribuisce l'unità al Pliocene medio.

Sabbie e siltiti di Serra di Frea

Sono un'unità litostatigrafica nuova distinta all'interno dei depositi pliocenici (Ferrini, 1998). Si tratta di sabbie siltose, plastiche, di ambiente marino litorale. Probabilmente rappresentano la transizione verso l'area emersa del bacino marino pliocenico e costituiscono quindi una unità laterale eterotipica delle formazioni dei *Cavalieri e Zinga*.

Sabbie di Scandale (Roda, 1965)

Si tratta di tipici depositi di spiaggia-duna costiera: sabbie chiare, microconglomerati, talvolta costituite per oltre il 90% di granuli di quarzo ben arrotondati, talvolta con livelli ricchi in frammenti allineati ed elaborati di conchiglie, tracce di condotti di organismi affossatori e stratificazioni incrociate a festoni.

Argille di Spartizzo (Roda, 1965)

Sono argille lagunari, ricche in materia organica, alternate a sottili livelli ocrei. Segnano una ulteriore evoluzione del bacino verso condizioni continentali.

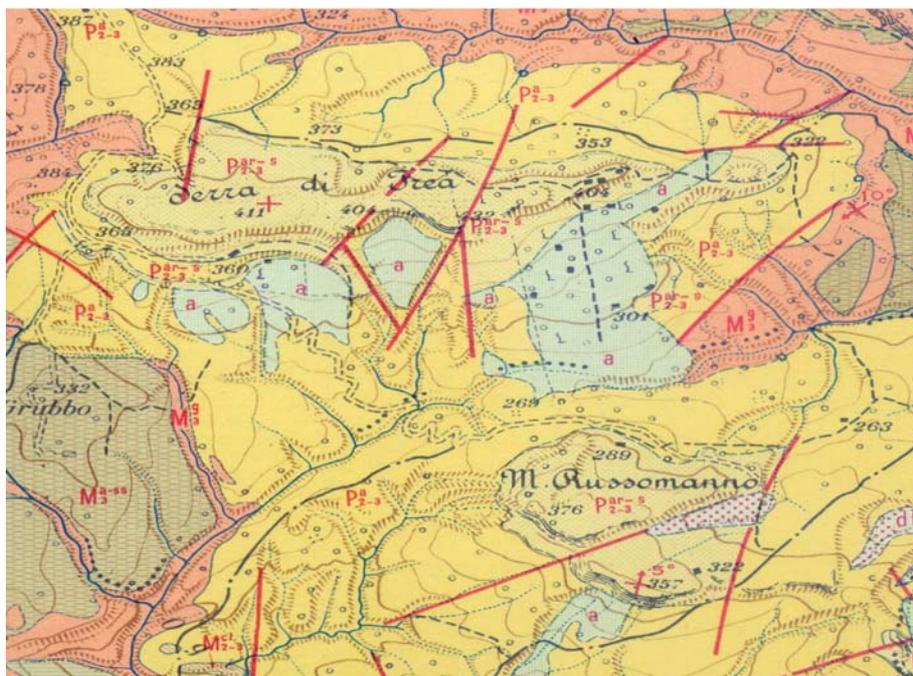


Fig.8 Stralcio della carta geologica di Verzino

1.6 Inquadramento Geologico e Stratigrafico dell'area di S.Sisto

Il bacino calanchivo di S.Sisto dei Valdesi, ubicato ad occidente, è compreso nel foglio 229 "Paola"- III S.E della Carta Geologica della Calabria 1:25000, situato sul lato tirrenico della penisola.

La morfologia in esame, ubicata in prossimità del centro abitato di San Sisto dei Valdesi, è un piccolo bacino calanchivo, alto circa 15 m e largo circa 30 m, caratterizzato da una elevata pendenza. Esso è impostato su litologia a forte componente argillosa; in particolare si tratta di argille plioceniche dalla colorazione che va dal grigio pallido al grigio-verde, nodulose e mal stratificate

L'area di studio si estende a nord della provincia di Cosenza e a est della Catena Costiera e del bacino idrografico del Fiume Crati.

La media-alta Valle del Crati fa parte di un esteso bacino sedimentario che, individuatosi nel Plio-Pleistocene, è disposto in direzione assiale rispetto alla Calabria settentrionale (Lanzafame e Tortorici, 1981). La Valle del Crati è costituita da un tratto meridionale, orientato all'incirca N-S, e da un tratto settentrionale orientato NE-SO, rappresentato dal bacino di Sibari-Corigliano. Verso sud è delimitata da un sistema di faglie trasversali alla catena, il cui elemento principale è rappresentato dalla faglia di Falconara (Turco et al., 1990), mentre a nord è delimitata dalla linea di Sanginetto (Amodio-Morelli et al., 1976) e dal sistema di faglie del Pollino.

La successione di riempimento del bacino della Valle del Crati è costituita da sequenze terrigene plio-pleistoceniche che presentano una distribuzione areale e spessori estremamente variabili da sud verso nord. Nel tratto mediano e meridionale del bacino, il substrato della suddetta successione è costituito dai termini cristallino-metamorfici affioranti nella Catena Costiera e dalla successione tortoniano-messiniana, questa ultima correlabile con quella affiorante lungo tutto il margine occidentale della Calabria occidentale. I depositi miocenici sono rappresentati dal riempimento dei bacini sedimentari individuatisi a partire dal Tortoniano inferiore che, durante il Plio-Pleistocene, sono stati smembrati dalla tettonica; essi si rinvencono sia nelle depressioni tettoniche più meridionali dell'alta Valle del Crati, sia lungo i rilievi più elevati dell'attuale Catena Costiera.

La successione miocenica è costituita da una sequenza basale terrigena, trasgressiva sulle unità cristallino-metamorfiche (Spadafora, 1990; Morrone, 1991; Morrone et al., 1996; Mastandrea et al., 2002), e rappresentata da facies alluvionali e di fan delta. I conglomerati basali sono generalmente poco cementati e presentano una colorazione rossastra, scarsamente classati e costituiti da clasti di rocce metamorfiche di medio ed alto grado e da rocce cristalline. Verso

l'alto i conglomerati passano gradualmente a sabbie, debolmente cementate; le sabbie si presentano stratificate e con una prevalente frazione arcossica; verso l'alto si sono bioturbate e con intercalazioni pelitiche.

La seconda sequenza è costituita da depositi carbonatico-terrigeni appartenenti ad una piattaforma carbonatica di tipo misto ed in contatto discordante con le sabbie inferiori. Le calcareniti fanno parte della "Formazione del Calcarea di Mendicino" (Morrone et al., 1996) e sono costituite prevalentemente da *packstone* e subordinatamente da *boundstone* e *wackestone*. A livello compositivo prevalgono i bioclasti (echinodermi, briozoi, alghe, idrozoi e foraminiferi), immersi in una matrice micritica. In questa unità vengono riconosciute facies che descrivono lo sviluppo di *coral bank* di acque relativamente profonde (Mastandrea et al., 2002). Sulla unità calcarenitica, in contatto leggermente discordante poggia l'unità argilloso-siltosa (Romeo e Tortorici, 1980; ; Morrone, 1991; Mastandrea et al., 2002). E' costituita da argille grigie ed argille siltose ricche in microfauna planctonica e bentonica (*Globorotalia acostaensis*) e che diminuisce progressivamente verso l'alto. La parte alta dell'unità argillosa presenta intercalazioni di siltiti laminate, e di peliti nerastre e marne diatomitiche, che segnano il passaggio Tortoniano-Messiniano. Sui termini tortoniani poggiano in discordanza angolare i depositi messiniani costituiti da sedimenti carbonatici, evaporitici e terrigeni. Direttamente a contatto con l'unità argillosa affiora l'unità carbonatica (Spadafora, 1990), costituita prevalentemente da *mudstone* e *wackestone* a peloidi, intercalata da marne e siltiti grigie e giallastre. I calcari sono micritici e, spesso, sono costituiti da microbreccie ad intraclasti; essi presentano una porosità secondaria legata alla dissoluzione di noduli di gesso e nella parte alta si intercalano gessi laminati e marne argillose grigiastre. Questa unità affiora in modo discontinuo lungo la dorsale della Catena Costiera e del margine meridionale della Valle del Crati, dove è ricoperta direttamente dai depositi pleistocenici o è tagliata da superfici di erosione. Su questa unità, nel settore meridionale della Valle del Crati, con passaggio rapido e transizionale, poggia una unità costituita da sabbie, conglomerati ed argille siltose. Questa unità presenta variazioni verticali e laterali e tende a chiudersi verso la media Valle del Crati, dove passa lateralmente ad argille marnose con lenti di gessi e gessi stratificati.

Sui depositi tortoniano-messiniani, lungo il bordo occidentale della media Valle del Crati, giacciono in discordanza angolare, depositi attribuiti al Pliocene inferiore. La successione è costituita da una unità basale di conglomerati ed arenarie sabbiose, il cui spessore è estremamente variabile e si riduce verso nord. I conglomerati si presentano massivi e caotici, con matrice, talora prevalente, costituita da sabbie bruno giallastre. I clasti dei conglomeratici hanno diametri decimetrici e sono costituiti quasi esclusivamente da graniti e gneiss estremamente

alterati. Ai conglomerati si intercalano lenti di arenarie a stratificazione incrociata che passano verso l'alto a strati arenacei torbiditici. Verso l'alto l'unità passa gradualmente ad una spessa unità costituita da argille siltose grigio azzurre a *Globorotalia margaritae*, *Sphaeroidinellopsis* e *Globorotalia punctulata* (Romeo e Tortorici., 1980).

Sui terreni descritti, nella bassa Valle del Crati, poggiano depositi del Pliocene superiore-Pleistocene (Lanzafame e Zuffa, 1976). Tale successione risulta abbastanza continua in tutto il bacino ed ha complessivamente uno spessore all'incirca di 1000 m. Essa è marcata da discontinuità stratigrafiche che denotano la progressiva deformazione delle unità sottostanti, ed il progressivo *tilting* delle stesse verso i quadranti orientali.

Detta successione è costituita alla base, da conglomerati poligenici a clasti prevalentemente di graniti; l'unità raggiunge spessori massimi di 200 m nella porzione occidentale del bacino del Crati. I conglomerati passano verso l'alto, gradualmente e per alternanza, ad argille siltose e marne grigie a *Globorotalia Inflata* (Romeo e Tortorici, 1980). Su questi depositi poggia, con una debole discordanza angolare, una successione di sabbie gialle e calcareniti ben stratificate a *Hyalinea Baltica* (Romeo e Tortorici, 1980). Lateralmente, verso il margine orientale, la successione poggia direttamente sul substrato cristallino, con spessi corpi di breccie e conglomerati continentali e sabbie e ghiaie deltizie.

Sulla successione descritta, in parte sulle argille ed in parte in eteropia, si rinvengono corpi deltizi che riflettono la transizione verticale da depositi prossimali ed alluvionali a depositi di delta distali. I corpi deltizi mostrano variazioni latero-verticali caratterizzate da facies di conglomerati continentali disorganizzati e matrice-sostenuti, conglomerati e sabbie a stratificazione incrociata, che diventano sempre più fini verso le zone distali. L'architettura dei corpi sedimentari coalescenti lungo tutto il margine occidentale della Valle del Crati, viene identificata come lo sviluppo di fan-delta di tipo *shelf* (Colella, 1988). La composizione di tali corpi rispecchia le litologie del substrato cristallino della Sila, che costituisce il margine orientale del bacino del Crati. Nella zona assiale del bacino, spessi corpi sedimentari del Pleistocene Inferiore sono costituiti prevalentemente da conglomerati e sabbie clinostratificati. Tali corpi, largamente studiati da Colella et al. (1987), presentano una architettura di tipo *Gilbert*. I rilevamenti effettuati hanno evidenziato una composizione degli intervalli conglomeratici di tipo misto; infatti i clasti costituenti sono riferibili a litologie del substrato cristallino-metamorfico affiorante lungo i margini dell'attuale Valle del Crati, ed a rocce carbonatiche riferibili alle unità calcaree della catena Appenninica calabrese. Queste ultime litologie raggiungono, in alcuni corpi deltizi, una percentuale predominante nella composizione dei clasti. Tale dato indicherebbe l'esistenza di un'area sorgente carbonatica, presente in una paleogeografia pleistocenica del

Bacino del Crati molto diversa da quella attuale. Attualmente i corpi deltizi sono identificati da superfici terrazzate sospese rispetto agli attuali livelli di base. Il rilevamento ha messo in evidenza una gradinata di terrazzi fluviali, non sempre rappresentati dallo stesso numero di ordini, che sono sospesi sugli attuali fondivalle tributari del F. Crati. Detti terrazzi testimoniano un'alternanza di fasi di erosione e sedimentazione succedutesi nel corso del Pleistocene medio-superiore.

Inoltre, lungo l'attuale fascia pedemontana della Catena Costiera affiorano lembi di conoidi alluvionali la cui composizione riflette le unità attualmente affioranti in Catena Costiera. I rapporti di intersezione tra questi conoidi ed i depositi di riempimento della Valle del Crati (delta *Gilbert*), unitamente alla composizione dei clasti costituenti, suggeriscono che i depositi alluvionali siano da riferire ad un periodo successivo alla dissezione dei suddetti corpi deltizi.

Data la elevata erodibilità dei litotipi affioranti, non si è potuto correlare questa fase di sedimentazione alluvionale alla fase di sovralluvionamento vallivo testimoniata dai terrazzi fluviali.

Per la descrizione delle litologie affioranti si ci si avvale della Nota illustrativa della tavoletta appartenente al foglio 229 della Carta geologica d'Italia dell'I.G.M. (Henderson e Page 1963).



fig.9 Dettaglio della carta geologica dell'area di S.Sisto dei Valdesi

Miocene

Sedimenti di età che va dall'Elveziano-Tortoniano al Miocene superiore, si trovano lungo i margini della catena montuosa occidentale e talvolta anche sui suoi pendii più elevati. Questi depositi sono prevalentemente marini.

Tra tutte le unità mioceniche appartenenti a questa zona il più importante affioramento compare tra San Fili e S.Sisto.

Tale affioramento ha la forma di cuneo, cioè tende a diminuire gradualmente verso settentrione. Ai conglomerati e le arenarie tenere della zona di S.Fili seguono verso l'alto le arenarie bruno tenere (M_3^{ar}).

Si presentano Massive, spesso mal stratificate, con buona resistenza all'erosione e contengono orizzonti ciottolosi, localmente con intercalazioni di calcare arenaceo o di argille. Non presentano contenuto fossilifero. Questi sedimenti sono ascrivibili ad ambiente marino litorale.

Le sovrastanti argille nodulari grigie ed argille marnose fogliettate (M_3^a), denotano lo stabilirsi di condizioni di acque più profonde.

Sono comuni anche sottili fasce di siltiti ed arenarie.

Nell'area di San Vincenzo la Costa, verso il tetto della successione, si presentano delle argille fogliettate marnose ferruginose rosso-scure, sottilmente stratificate.

Gli strati argillosi contengono localmente una micro-fauna a foraminiferi. Questo complesso presenta moderata resistenza all'erosione.

Tettonica

Gli affioramenti miocenici sono interessati da faglie la cui attività si fa risalire al Miocene superiore e continuò sino al Quaternario. L'emersione della catena montuosa occidentale ebbe come conseguenza l'erosione dei sedimenti pliocenici e miocenici superiori, e rimasero soltanto pochi affioramenti isolati di questi ultimi. Gruppi di faglie talvolta di tipo normale "en échelon" ed a gradinata hanno prodotto alcune grandi insenature, entro le quali sono conservati affioramenti miocenici.

Pliocene-Calabriano

Sedimenti di età che si estende dal Pliocene inferiore al Calabriano sono ben sviluppati ambito del Foglio 229. Essi affiorano su ambedue i lati del Fiume Crati in una fascia larga e continua ad andamento nord-sud, ed inoltre orlano l'estremità settentrionale della Sila. Nella zona di S.Sisto dei Valdesi e Vaccarizzo la successione comincia con conglomerati ad arenarie tenere (P_{1-2}^{cl-s}).

Nell'area di Vaccarizzo hanno spessore di almeno 100 m, ma nella parte superiore della serie appaiono interdigitazioni con le argille marnose (P_{1-2}^a), e verso settentrione il loro spessore si riduce rapidamente a zero, ma riappaiono con notevoli spessori a nord di San Sisto dei Valdesi. Questi sedimenti vennero probabilmente depositi in ambiente marino.

La parte più bassa della successione pliocenica-calabriana consiste principalmente di argille plioceniche (P_{1-2}^a).

Queste argille hanno colore che va dal grigio-pallido al grigio azzurro, sono spesso nodulose e mal stratificate. Questi depositi forniscono una buona microfauna a foraminiferi.

Tettonica

I sedimenti al Pliocene-Calabriano sono interessati da un importante sistema di faglie. Gli elementi principali sono i seguenti:

- un gruppo di faglie con direzione nord-sud, che separano le rocce cristalline della catena montuosa di Serra Crociata e Cozzo Cervello della zona principale dei sedimenti terziari più ad oriente;
- una grande faglia di direzione nord-sud, che divide le rocce cristalline con i loro sedimenti miocenici della zona di S.Fili e S.Sisto dei Valdesi dell'area dei sedimenti pliocenici-calabriani più ad oriente.

Pleistocene

I depositi pleistocenici che affiorano nell'ambito di questo foglio sono costituiti da residui di sedimenti depositati su superfici incise entro formazioni più antiche(q^{cl}).

Difatti si tratta di depositi conglomeratici di antichi terrazzi fluviali che compaiono nelle valli attuali. Sono poco coerenti e facilmente disgregabili.

Tettonica

Intensi movimenti di sollevamento posero termine di sedimentazione calabriana. Con l'eccezione delle aree costiere dove è evidente una forte inclinazione, il resto della regione subì un graduale sollevamento verticale. Durante questo stadio furono attive le grandi faglie lungo il margine orientale della catena montuosa occidentale.

A seguito del sollevamento si formarono, nella Valle del Crati e lungo la costa, estesi terrazzi alluvionali e marini e depositi di terrazzo. Un sollevamento successivo ridusse questi depositi dando inizio ad un ciclo di erosione conforme alla topografia attuale.

Olocene

I sedimenti olocenici sono rappresentati da depositi alluvionali che colmano depressioni della topografia attuale.

A nord-ovest di San Sisto sono presenti alluvioni sciolte, ciottolose e sabbiose, all'interno degli attuali letti fluviali (ac).

In alcune porzioni del foglio e in particolare a NO e SO di San Sisto si verificano delle frane, ed i materiali di frana hanno una loro propria rappresentazione sulla carta (df).

1.7. Inquadramento Geologico e Stratigrafico dell'area di Caulonia

Uno dei principali studi presenti in letteratura che va ad analizzare le successioni sedimentarie della Calabria ionica, in relazione all'evoluzione strutturale del margine calabro, è proposto da Cavazza e DeCelles (1998), ed analizza un'area costiera compresa tra le città di Caulonia e di Guardavalle.

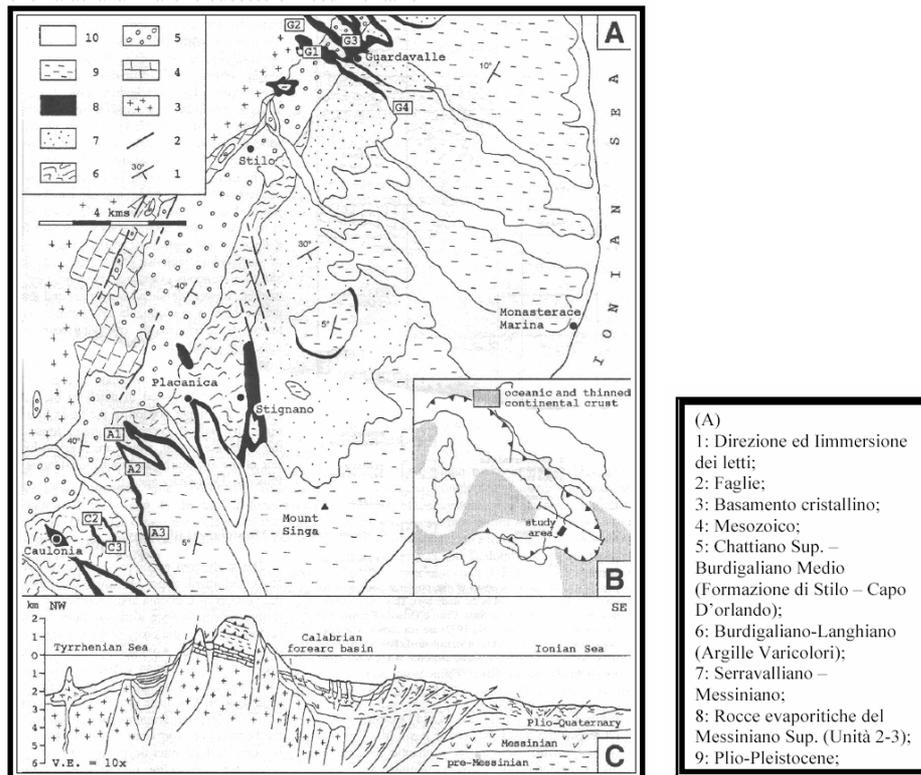


fig.10 A.Mappa geologica semplificata dell'area di studio
 B.Rappresentazione schematica del Mediterraneo
 C.Sezione strutturale del prisma Calabro e del forearc basin (Cavazza, 1998)

Lungo la costa orientale della Calabria, il sollevamento quaternario ha portato in emersione la porzione prossimale del riempimento del forearc basin ionico (Fig. 10). Tale bacino si è sviluppato lungo il cuneo del margine della macroplacca Corsica-Sardegna-Calabria dal momento in cui tale struttura si staccò e migrò verso Sud Est a partire dal margine inferiore della placca europea, circa 25 Ma (Dewey et al., 1989; Cavazza et al., 1997; Bonardi et al., 1998).

Durante il Miocene Inf., il bacino di Avanzano si sviluppò tra la zona di subduzione orientata in direzione Nord-NordOvest e l'arco vulcanico calc-alcalino.

Dal Miocene Superiore al Quaternario, il sollevamento distale rispetto alla Corsica ed alla Sardegna dei terrazzi calabresi indusse l'apertura del Mar Tirreno, facendo traslare il forearc basin nella sua posizione attuale.

Lungo il margine ionico della Calabria, una successione con immersione generale verso Est, di età Chattiana-Quaternario (Patterson, 1995) e spesso più di 2000m in modo non conforme, sovrasta il complesso Ercinico del basamento, ed una copertura sedimentaria di spessore contenuto costituita da carbonati Mesozoici.

Quindi, all'interno dell'area di studio, la successione sedimentaria del bacino di forearc Ionico ricopre un basamento pre-Cenozoico costituito dall'Unità di Stilo caratterizzata da rocce metamorfiche di basso grado, dalla sua copertura Mesozoica e dalla sua sottile e discontinua copertura sedimentaria Mesozoica.

Escludendo quindi la porzione prettamente cristallina, i corpi deposizionali che costituiscono l'area sono, a partire dal più vecchio:

- Carbonati e dolomie di età Giurassico-cretacea
- Serie oligocenica
- Argille varicolori
- Sequenza S-T
- Depositi messiniani
- Formazione dei Trubi
- Formazione di Monte Nerbone
- Sabbie e ghiaie Quaternarie

Carbonati e dolomie di età Giurassico-cretacea

Al di sopra del basamento cristallino, poggiano lembi di carbonati mesozoici. Il contatto è marcato localmente da sottili paleosuoli con mineralizzazione ad idrossidi e solfuri metallici (Bonardi et alii, 1982), mentre la gran parte della successione mesozoica è rappresentata da dolomie e calcari di mare basso di età giurassico-cretacea, lo spessore massimo della successione è di 300 m (Cavazza et al., 1997).

La serie oligocenica

E'costituita, alla base, da alcuni sottili affioramenti di conglomerato scarsamente organizzato. Tali affioramenti, non diffusi in tutta l'area, sono costituiti da clasti di rocce metamorfiche di basso grado (filladi) in una matrice rossa e sabbiosa. Questi depositi sovrastano il basamento cristallino e si sono trovati in affioramento nei pressi di M. Mutolo, depositi comunemente associate a paleosuoli e ad accumuli di lignite. Sono stati interpretati da Cavazza et al. (1997) come resti erosivi di una successione sedimentaria alluvionale e fluviale originalmente molto più estesa e di provenienza locale preservatasi esclusivamente nelle depressioni di una paleosuperficie topografica fortemente accidentata. Anche se l'età di questa unità è ignota, è stata correlata provvisoriamente con la Formazione di Palizzi (Rupeliano) affiorante all'estremità meridionale della Calabria (Bouillin *et alii*, 1985).

I conglomerati e le arenarie conglomeratiche della Fm di Stilo-Capo d'Orlando coprono, con contatto fortemente erosivo, la sequenza dei conglomerati a matrice rossastra.

Tra il basamento pre-Cenozoico e le torbiditi silicoclastiche della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (Bonardi et al., 2002), sporadicamente affiora una unità costituita da biocalcareni nodulari grigie ricche in frammenti abrasivi di alghe corallinacee (*Lithotamnium*), briozoi, molluschi e macroforaminiferi (*Lepidocyclina*, *Operculina*, *Heterostegina*, *Amphislegina*, *Asterigina*, *Nummulites*) con associate arenarie arenarie/peliti silicoclastiche, la cui quantità aumenta verso Monte Mutolo e Monte Tronato, quest'unità raggiunge lo spessore massimo i 55 m (Cavazza et al., 1997). Il contatto tra le biocalcareni ed il corpo principale della F.SCO è male esposto. Patterson et al. (1995) e Cavazza et al. (1997) definirono un'età chattiana per questa unità; gli autori la interpretarono anche come il risultato di correnti di gravità che ridepositavano il sedimento bioclastico di mare poco profondo in un ambiente marino più profondo.

Petrologicamente si tratta di arenite ibride (Zuffa, 1980) a contenuto sia intra-bacinale, con bioclasti e biosoma generalmente abrasivi, che extra bacinale, con detrito arcossico.

Le biocalcareni (e le associate torbiditi silicoclastiche) sono separate dal corpo principale della Formazione di SCO da una discontinuità stratigrafica, marcata da un abrupto passaggio di facies, evidenze di tale discontinuità sono la presenza di rari clasti biocalcarenici alla base della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando e la differenza di età (Patterson *et alii*, 1995).

Formazione di Stilo-Capo d'Orlando

Bonardi *et alii* (1980) istituirono la Formazione di SCO riconoscendone per primi la coerente posizione stratigrafica lungo tutto il settore meridionale dell'arco calabro-peloritano.

Nella maggior parte dell'area, la Formazione di Palizzi e la Formazione di Pignolo sono assenti e la base della successione del bacino di forearc è costituita dalla Formazione di Stilo-Capo d'Orlando.

Volumetricamente, la Formazione Stilo-Capo d'Orlando è la più importante unità di riempimento del bacino di forearc Ionico (Cavazza and Ingersoll, 2005).

Il corpo principale ricopre direttamente in non conformità il basamento cristallino oppure in leggera discordanza angolare la sua copertura carbonatica mesozoica, dove presenti, ricopre in disconformità anche i conglomerati rossi e le biocalcareni che sono poste alla base.

Tale formazione è un'unità silicoclastica costituita, nell'area di studio e in tutta la Calabria meridionale, da una serie di grandi corpi conglomeratici grossolani rappresentanti il riempimento di *canyons* sottomarini e dai corrispondenti depositi di scarpata e di tracimazione. In sezione trasversale i paleocanyons hanno larghezza di 3-6 km ed una profondità di 250 – 580 m (Cavazza e De Celles, 1993). Secondo Bonardi *et alii* (1971, 1980), la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (F.SCO) è Aquitaniano – Langhiano.

Argille varicolori

La Formazione di Stilo-Capo d'Orlando è ricoperta dalle Argille Varicolori, costituite da una matrice pelitica, intensamente interessata da fenomeni di taglio con la presenza di inclusi quartzarenitici e calcareo-marnosi.

Le Argille Varicolori sono interposte stratigraficamente, all'interno dell'area di studio, tra la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (Chattian superiore- Burdigalian) e la successione Serravalliano-Tortoniana.

Sequenza S-T

Le Argille Varicolori sono ricoperte in disconformità da una unità silicoclastica di età Serravalliano- Tortoniana costituita da conglomerato, arenaria e peliti. Corrisponde in parte alle «arenarie a Clipeastri» Cortese (1895) in avanti.

La base è fortemente erosiva ed in lieve discordanza angolare (3-4°) sulla F SCO, talvolta la si ritrova addossata direttamente al cristallino.

I conglomerati e le arenarie S-T hanno una composizione arcossica che indica provenienza dalle plutonici tardo erciniche del blocco calabrese, provenienza confermata dagli indicatori di paleocorrenti (Cavazza et al, 1997).

Successione messiniana

La successione Messiniana è tripartita (Cavazza e DeCelles 1998).

1. Un'unità basale locale composta da calcare.
2. Un alluvial-fan molto esteso di conglomerati che in discordanza ricopre le unità basali e tutte le altre unità più vecchie.
3. La terza unità messiniana è composta da depositi quasi sempre sabbiosi sottili e discontinui.

Sono composti da clasti granitici e metamorfici di medio/basso grado con quantità subordinate di carbonati mesozoici e biocalcareni della base della Formazione di Stilo Capo d'Orlando, sono inoltre presenti rari clasti di calcari messiniani.

Formazione dei Trubi

La Formazione dei Trubi è costituita da ritmi calcareo marnosi ricchi in coccoliti (Zancleano) che ricoprono in onlap sia i depositi messiniani che le altre unità litostratigrafiche più antiche e definisce un cambio improvviso nella sedimentazione all'interno del bacino Ionico che da silicoclastica-extrabacinale passa a carbonatica-intrabacinale (Cavazza and Ingersol, 2005).

Essa definisce il confine tra il Miocene ed il Pliocene ed è tradizionalmente considerata la superficie di trasgressione che marca la fine della crisi di salinità messiniana (e.g., Cita 1975).

Formazione di Mt. Narbone

La Formazione di Trubi è sovrastata in paraconformità o in disconformità da una composta da sabbie debolmente cementate e peliti depositate in un ambiente di shelf (mare poco profondo) marino; l'età di questa unità è tardo Pliocene-Pleistocene (Cavazza et al, 1997). In termini di età stratigrafia e litologia corrisponde alla Formazione di Mt. Narbone della Sicilia (Cavazza and Ingersol, 2005).

Sabbie e ghiaie Quaternarie

Una complessa serie di depositi sia continentali che marino-transizionali di età quaternaria ricopre in modo discontinuo la sequenza sedimentaria descritta precedentemente. Questi depositi, comunemente sotto forma di terrazzi fluviali o costieri, hanno giacitura orizzontale o sub-orizzontale e si trovano oggi ad altitudini che possono superare i mille metri s.l.m., a testimonianza del rapido sollevamento recente dei terreni calabresi (Ghisetti, 1979) ed in particolare indicano un sollevamento eccezionale del blocco Calabrese durante gli ultimi 700 ka (Tortorici et al. 1995).

1.8 Il Clima.

La Calabria presenta caratteri climatici anomali rispetto al generale contesto dell'Italia meridionale.

Le litologie affioranti, l'evoluzione geologico-strutturale e l'intensa attività neotettonica hanno permesso lo sviluppo di un sistema orografico alquanto articolato caratterizzato da un'elevata energia del rilievo a scala regionale; inoltre il sistema orografico calabrese è stato ulteriormente condizionato dalle variazioni climatiche succedutesi nel tempo.

Gli intensi processi morfogenetici attualmente riscontrabili in Calabria sono legati a caratteristiche climatiche estremamente variabili da una zona all'altra della regione (Critelli e Gabriele, 1990).

La catena Appenninica meridionale divide il territorio in due versanti: tirrenico e ionico.

I due versanti presentano differenti regimi pluviometrici; quelli ionici sono caratterizzati da perturbazioni poco frequenti, ma spesso molto intense soprattutto nel periodo autunno-inverno, mentre i versanti tirrenici sono sede di perturbazioni più frequenti e meglio distribuite, soprattutto nel periodo invernale-primaverile.

Inoltre, nell'area ionica le piogge concentrate nel periodo autunno-inverno, raggiungono i valori massimi nei mesi di novembre e dicembre ed i minimi nei mesi di giugno e luglio.

La media annuale delle precipitazioni è di 705 mm; la media annuale delle temperature è di 15,3°C.

La temperatura media mensile raggiunge i valori massimi nel mese di agosto (22,7°C) ed il valore minimo nel mese di gennaio (8,6°C) per la stazione di Crotona.

Dal punto di vista climatico l'ambiente è sottoposto ad una forte evapotraspirazione, superiore a 920 mm annui ed un deficit idrico anch'esso elevato ed oscillante tra i 400 e i 500 mm annui.

L'eccedenza idrica, che in verità non è molto bassa (200-300 mm),

date le precipitazioni invernali, fa sì che il terreno sia sottoposto a notevoli variazioni di umidità.

Nell'area tirrenica, l'ambiente è meno arido, l'evapotraspirazione oscilla tra i 750 e 850 mm annui, il deficit idrico è contenuto intorno ai 220 mm, mentre l'eccedenza, il cui valore è compreso tra 350 e 450 è notevole, per cui, anche in questa zona le variazioni di umidità del terreno sono elevati.

Capitolo 2

2.1 Genesi delle forme erosionali calanchive

Il presente capitolo prende in considerazione dapprima le forme calanchive ed relativi processi di modellamento, per poi focalizzare l'attenzione sui fattori che ne influenzano la genesi, l'evoluzione e la differenziazione.

I calanchi s.l. rappresentano forme d'erosione accelerata concentrata, impostate su litologie a forte componente argillosa. La loro genesi è legata principalmente al ruscellamento superficiale concentrato e, quindi, all'azione erosiva delle acque meteoriche; è opportuno inoltre, sottolineare il ruolo dei processi gravitativi nell'evoluzione di queste forme.

Tra i vari fattori che influenzano il ruscellamento superficiale, l'intensità e la durata delle precipitazioni sono aspetti favorevoli allo sviluppo del dilavamento e del suo ruolo come agente diretto di erosione, trasporto e deposizione.

I processi erosivi legati alle precipitazioni meteoriche possono svilupparsi lungo i versanti in maniera diffusa dando luogo a fenomeni detti di tipo areale, oppure in maniera concentrata, originando processi di dissezione lineare.

Da considerare innanzitutto è l'erosione da impatto della pioggia battente (*splash erosion*), dovuta all'azione meccanica diretta delle gocce; queste, cadendo al suolo, sono in grado di modificare le posizioni delle singole particelle di terreno e/o piccoli aggregati che su morfologie più o meno acclivi, per gravità, si spostano progressivamente verso valle lungo le linee di massima pendenza.

L'effetto della *splash erosion* è legato, oltre che all'intensità della pioggia, anche alla granulometria del sedimento e al suo grado di coesione; è facilitata, inoltre dalla pendenza e dalla assenza o scarsa protezione della copertura vegetale.

Secondo Vittorini (1977), ad esempio, il massimo dell'effetto d'impatto viene raggiunto in presenza di granuli con diametro compreso tra 175 e 250 micron, riducendosi man mano che questi diventano più piccoli. Nel caso specifico delle argille, l'effetto dell'impatto è maggiore quanto maggiore è la loro capacità di dispersione. Dall'interazione del substrato argilloso con le acque di infiltrazione o ruscellamento, può determinarsi una maggiore concentrazione di cationi monovalenti (come Na^+ e K^+), che inducono una maggiore dispersione delle argille e quindi una più facile erodibilità, viceversa una maggiore concentrazione di cationi bi- o trivalenti, favoriscono invece la flocculazione e l'aggregazione, riducendone quindi l'erodibilità. Secondo

Battaglia *et al.*,2002 le biancane si sviluppano in presenza di un'alta concentrazione di cationi Na^+ rispetto ai cationi Mg^{++} e Ca^{++} , mentre i calanchi si sviluppano in condizioni opposte di concentrazione cationica.

Quando il ritmo di infiltrazione diminuisce rispetto al ritmo delle precipitazioni, cioè è raggiunta la saturazione del terreno, l'acqua comincia a scorrere lungo il pendio, determinando un vero e proprio scorrimento superficiale che inizialmente è di tipo laminare (*sheet flow*).

Il susseguirsi ciclico di più eventi pluviometrici può provocare nel tempo un'erosione anche marcata del suolo, facilitata soprattutto dall'assenza, o quasi, di copertura vegetale, dando origine al cosiddetto deflusso in rivoli (*rill flow*) e alla conseguente *rill erosion*. I rivoli sono prodotti dal riunirsi di filetti idrici secondo linee di scorrimento preferenziali, sono spesso paralleli tra loro e incidono il piano di campagna su cui scorrono con carattere effimero.

La confluenza di tali rivoli provoca un'erosione lineare accentuata, formando solchi di maggiori dimensioni, che hanno carattere permanente. Il fenomeno è indicato con il termine di *gully erosion*, cioè erosione a solchi.

Esistono principalmente due tipologie di forme erosionali calanchive:

- Calanchi s.s.
- Biancane

2.1.1 Calanchi s.s.

I *calanchi s.s.* rappresentano morfologie legate all'erosione lineare. Essi sono caratterizzati da un reticolo di drenaggio superficiale di tipo dendritico, spesso molto fitto, con impluvi stretti ed acclivi, e interfluvi affilati (a lama di coltello) oppure arrotondati.

Sono anche conosciuti con il nome di *badlands*: il loro nome allude alla conformazione aspra, e all'assenza di vegetazione che li rende inadatti agli insediamenti antropici, e non consentono attività agricole.

I calanchi sono largamente diffusi anche in Italia, in particolar modo nelle zone collinari dell'Emilia Romagna, della Toscana, dell'Umbria, delle Marche, della Basilicata e della costa ionica calabrese. Le dinamiche che si verificano in questi ambienti sono principalmente il risultato dell'azione dei fattori climatici particolarmente aggressivi (come il regime pluviometrico del Mediterraneo caratterizzato da un significativo contrasto stagionale e precipitazione concentrata in autunno-inverno ed in primavera) su substrati teneri (sabbioso-limoso-argilloso riferibili ai cicli marini Plio-Pleistocenici).

L'attività morfogenetica non è solo limitata all'erosione lineare di solchi (*rill, gully*), ma è anche dovuta all'azione dei processi gravitativi. Al tal proposito Moretti *et al.* (2000) suggeriscono di considerare il calanco come il risultato di processi di "erosione combinata".

Anche nei rari casi di calanchi isolati, è possibile individuare un sistema idrografico a "barbe di penna", formato da un canale centrale nel quale confluiscono i canali laterali del primo ordine (Vittorini, 1977).

Secondo (Battaglia *et al.* (2002) i calanchi si sviluppano su materiali della classe tessiturale da limoso-argillosa a limoso-argilloso-sabbiosa, con una considerevole frazione sabbiosa

Secondo Rodolfi e Frascati (1979) i calanchi possono essere distinti in funzione di alcune peculiarità morfologiche e del substrato in:

- TIPO A: si sviluppano su substrati prevalentemente limoso-sabbiosi, sui quali le acque di ruscellamento superficiale concentrato incidono forme molto marcate; essi sono costituiti da profondi solchi con sezione trasversale a V.
- TIPO B: si modellano su terreni prevalentemente argillosi, con forme più arrotondate, dovute ad un'azione di un processo erosivo verticale non particolarmente accentuato e ad una maggiore efficacia di movimenti gravitativi, che originano colate fangose.

2.1.2 Biancane

Le biancane sono piccoli rilievi argillosi a forma di cupola, cioè una sorta di collinette, spesso dette anche "rilievi a dorso d'elefante".

Il termine "biancana" fu usato per la prima volta per indicare gli affioramenti argillosi e marnoso-argillosi pliocenici del Senese e Volterrano che si presentavano quasi privi di vegetazione, biancastri, di forma mammellonare. Esse infatti devono il loro nome al colore chiaro, biancastro, dell'argilla secca; talvolta questo colore è dovuto al formarsi di efflorescenze saline sui fianchi della biancana. Esse raggiungono altezze massime di una decina di metri e presentano fianchi incisi più o meno profondamente; si sviluppano in genere su sedimenti fini di classe tessiturale argilloso-limosa, e quindi con un alto contenuto d'argilla (Battaglia *et al.* , 2002).

La presenza delle efflorescenze saline, insieme alla frequente esistenza di bande giallastre d'alterazione ubicate in corrispondenza delle principali fratture, sono sintomi di una sviluppata circolazione idrica subsuperficiale. Le bande di alterazione si possono trovare spesso

raggruppate, allineate secondo direzioni perpendicolari al pendio e separate in senso longitudinale da solchi d'erosione più o meno marcati (Vittorini, 1977).

Le biancane, secondo vari autori (Del Prete et al. 1997) risultano essere il prodotto finale dell'erosione lineare che interessa i calanchi, o per meglio dire la fase evoluta dei calanchi s.s in relazione al loro progressivo smantellamento.

2.1.3 Piping

Nei paesaggi calanchivi sono spesso presenti strutture di *piping*, cioè sistemi di “condotte” sub-superficiali situate a diversi metri di profondità. Il loro diametro può variare da qualche centimetro ad oltre due metri, mentre la loro lunghezza può arrivare a valori di decine di metri.

Il *piping*, detto anche *pseudocarsismo*, è un processo di erosione interno al versante, che avviene in corrispondenza di zone maggiormente permeabili ed è operato dalle acque sotterranee, che circolano lungo i sistemi di fratture che interessano i sedimenti argillosi. Le acque sotterranee si muovono sotto l'influenza della gravità verso la parte terminale del pendio ed il loro deflusso sotterraneo, può arrivare ad avere un'energia tale da asportare e trasportare particelle di terreno che incontra nel suo percorso, scavando così progressivamente tali condutture.

I fattori genetici di questo fenomeno sono gli stessi visti per l'erosione superficiale (variabilità delle precipitazioni e discontinuità della copertura vegetale), cui si aggiunge la *crepacciatura* del suolo e di alcuni substrati durante la stagione arida, connessa con la presenza di livelli con caratteristiche particolari di tessitura (Selby, 1982).

La presenza di fenomeni di *piping*, è relativamente comune in ambienti semiaridi (Parker & Higgins, 1990; Gutierrez, 1997) ed è il risultato di una complessa combinazione di diversi fattori (Stocking, 1976; Bryan & Yair, 1982).

Proprio come avviene per gli altri tipi d'erosione, anche la rete di “tubazioni” sotterranea è localizzata, preferenzialmente, in aree dove il clima presenta forti contrasti stagionali e, soprattutto, alta variabilità nella distribuzione della pioggia (Jones, 1981; Bryan & Yair, 1982; Selby, 1993).

Un'estate asciutta e calda, che può portare ad un'eccessiva esposizione dei pendii a radiazione solare, seguita da precipitazioni estremamente variabili, è fra i fattori critici che predispongono l'area ad erosione sub-superficiale (Crouch, 1976).

Queste condizioni climatiche aumentano la rete di condotti sotterranee nell'argilla influenzando, in tal modo, direttamente sull'erosione.

Più in generale la formazione ed evoluzione del fenomeno *piping*, nei badlands, possono essere spiegate, secondo molti autori, attraverso la combinazione di questi diversi fattori:

1. caratteristiche geo-strutturali delle argille;
2. proprietà dei materiali (proprietà fisico-chimiche ed alto tasso di assorbimento del sodio);
3. condizioni climatiche favorevoli;
4. gradiente idraulico (percorso controllato dalla pendenza);

cui si aggiungono le attività umane che, possono avere un'importanza rilevante nel condizionamento della formazione di calanchi e/o biancane.

Nei *badlands* del Bacino Dell'Ebro i piping sono stati trovati fondamentalmente in due collocazioni geomorfologiche: nei pendii esposti d'argilla del Miocene e nei sedimenti di riempimento di valle d'origine olocenica recentemente incisi.

La natura del *piping* presenta delle chiare differenze tra queste due zone, con un'alta densità nei primi ed una maggiore copertura spaziale nelle seconde.

I tunnel di drenaggio, nei pendii sono frequenti, ma di ridotte dimensioni (con taglie di alcuni centimetri), mentre nei sedimenti di valle sono di minor numero, ma con diametri di 10 centimetri e oltre.

Nel piping prodotto sui pendii, la densità di fessure ha un ruolo importantissimo, infatti, alla dispersività del materiale contribuisce, in modo positivo, il trasporto d'argilla, la quale sigilla le piccole lacune, riducendo la permeabilità, e favorendo di conseguenza l'aumento del sovrascorrimento.

Anche altri fattori, quali ad esempio, alberi sradicati e cespugli, possono aumentare l'erosione sotterranea, perchè i buchi che si lasciano dietro le radici che seccano, rappresentano vie preferenziali per lo scorrimento delle acque, le quali muovendosi all'interno di queste cavità, accelerano la loro capacità erosiva.

2.2 Fattori che influenzano la genesi e l'evoluzione dei calanchi s.l.

L'insieme degli agenti e dei processi che regolano la nascita e l'evoluzione delle forme calanchive s.l., sono oggetto di studio sin dagli inizi del 1900 (De Gasperi, 1914; De Zenna, 1915) ma nonostante ciò, tuttora non esiste un punto di vista comune ed universalmente riconosciuto sull'interpretazione della loro genesi.

Da un approfondito esame della letteratura sulla loro origine ed evoluzione, si evince che inizialmente si considerava che le diversità morfologiche esistenti nei paesaggi calanchivi erano essenzialmente dovute alle diverse proprietà del terreno (pendenza, struttura, tessitura, grado di permeabilità).

Infatti, le molte ipotesi, proposte negli anni, sui processi genetici che differenziavano le morfologie calanchive, focalizzano la loro attenzione sulle proprietà delle argille plioceniche e pleistoceniche (Vittorini, 1977; Alexander, 1982; Sdao et al., 1984; Pinna e Vittorini, 1990), ma nessuno di questi considera anche l'influenza dei fattori topografici e climatici, come invece avvenne in seguito in altri lavori di Passerini (1937), Rapetti e Vittorini (1975), Alexander (1982).

Nonostante l'ampia letteratura inerente alle forme calanchive s.l. la genesi e l'evoluzione dei calanchi costituiscono un tema di ricerca ancora aperto. Molte e diverse sono le ipotesi formulate sul ruolo giocato dai diversi fattori che sembrano condizionare lo sviluppo di queste forme. La letteratura geologica e geomorfologica prende in considerazione diversi fattori, che si ritiene giochino un ruolo estremamente importante non solo nella genesi, ma anche nell'evoluzione e nella differenziazione delle forme calanchive.

I fattori considerati tra i più importanti sono:

1. Copertura vegetale
2. Esposizione dei versanti
3. Acclività dei versanti
4. Clima
5. Taglia granulometrica dei sedimenti
6. Caratteristiche chimico-fisiche e mineralogiche delle argille
7. Chimica del suolo
8. Gravità

Anche se elencati e, come vedremo, descritti separatamente, molti di questi fattori hanno determinano una molteplicità di effetti che non sono del tutto scindibili gli uni dagli altri, contribuendo ognuno, sia pure in misura diversa, alla morfogenesi di calanchi e biancane.

Queste forme erosive, infatti, possono essere considerate in linea generale, come la risposta a fattori di condizionamento intrinseco ed estrinseco quali, quello ecologico, geomorfologico, idrologico e di un regime climatico variabile, a piccola scala (Mulligan, 1998).

Le proprietà chimiche e fisiche delle acque (idrologia), la crescita di vegetazione e l'erosione del suolo, rispondono in un modo complesso alla variabilità climatica stagionale, esistente nell'area mediterranea.

L'evoluzione di un paesaggio calanchivo può essere considerata, per tutti questi motivi, rapida ed evidente, anche tramite la comparazione di "mappe storiche" di varia epoca delle regioni in cui i calanchi si sviluppano preferenzialmente. Questi luoghi sono tutti caratterizzati sia da forte contrasto climatico (alternanza umido/arido), sia da un'elevata pressione antropica (deforestazione e/o agricoltura).

2.2.1 Caratteristiche fisico-chimiche e mineralogiche delle argille

L'evoluzione dei calanchi s.l. risulta molto condizionata dalla tipologia dei minerali argillosi che ne costituiscono il substrato; infatti, poiché alcune proprietà chimico-fisiche dei minerali costituenti possono determinare una maggiore o minore erodibilità, esse sono in grado di spiegare specifici meccanismi d'innescio e sviluppo dei processi erosivi (Phillips, 1998), anche in risposta ai fattori climatici.

Le forme erosionali che si sviluppano in zone aride e semiaride, caratterizzate da un marcato contrasto stagionale, sono favorite dall'attività di espansione e contrazione (proprietà vertiche), come conseguenza di ciclici periodi di imbibizione e disseccamento (Bryan and Your, 1982), da parte di determinate famiglie di minerali argillosi, in particolare quelle definite espandibili con struttura di tipo 2:1 (o T-O-T). Tale proprietà delle argille espandibili determina la formazione, nei periodi secchi, di fessure (*crack*) da contrazione, che nelle successive stagioni umide, con precipitazioni abbondanti e concentrate, favoriscono l'incanalarsi delle acque in profondità e pertanto l'erosione per ruscellamento concentrato.

Tra i minerali argillosi con struttura T-O-T gioca un ruolo molto importante nella genesi dei calanchi s.l. è svolta la presenza della montmorillonite. La struttura della *montmorillonite* è composta da unità costituite da uno strato ottaedrico di alluminio, racchiuso tra due strati tetraedrici di silicio aventi in comune gli atomi di ossigeni dei tetraedri e gli ossidrili localizzati nello stesso piano.

La montmorillonite presenta carica negativa, a seguito delle sostituzioni isomorfe, che può venire bilanciata da cationi che si vengono a trovare tra i pacchetti del reticolo cristallino 2:1

(Rodolfi e Frascati, 1991). I più comuni tra essi sono il sodio il calcio, e il magnesio; sono spesso presenti molecole d'acqua che occupano le stesse posizioni interstrato dei cationi a grande raggio.

Da ciò deriva un'elevata capacità di scambio (70-150 meq/100g) ed una rilevante rigonfiabilità del minerale, arrivando ad avere una capacità di assorbimento di acqua pari al 46% del materiale secco (Vittorini 1977). Pertanto, sulla base della sua struttura cristallina meno compatta e rigida, la distanza tra i vari pacchetti di atomi può variare sensibilmente con il variare del cuscinetto d'acqua che si interpone tra essi: ne risulta un composto caratterizzato proprio da un'alta igroscopicità e rigonfiabilità.

L'ampiezza di tali variazioni volumetriche è funzione di molti fattori, più o meno interconnessi tra loro che sono: composizione mineralogica e natura dei cationi interstrato e di scambio presenti nel reticolo cristallino (Vittorini, 1977). Un terreno ha maggiore o minore suscettibilità a rigonfiarsi, per assorbimento di acqua, in funzione dell'entità e delle caratteristiche di espansibilità dell'interstrato della propria frazione argillosa (Seed et al., 1962).

Attività e rigonfiamento potenziale di un terreno possono essere esaminati anche sulla base dei *limiti di Atterberg* (limite di liquidità « W_L » e di plasticità « W_P »). Questi ultimi sono funzione di vari parametri, quali la composizione mineralogica, la granulometria, la forma dei granuli, le caratteristiche chimiche dell'acqua di ritenzione e l'eventuale presenza di sensibili quantità di sostanze organiche (Pinna & Vittorini, 1989).

Skempton (1953), notando sperimentalmente che l'indice di attività colloidale I_A (rapporto fra I_P e la percentuale di argilla) si mantiene costante nell'ambito di uno stesso litotipo, ritiene che dalle caratteristiche granulometriche e da quelle di plasticità di un'argilla, si è in grado di trarre utili indicazioni sul contenuto mineralogico (Pinna & Vittorini, 1989).

Oltre alla mineralogia, tra gli altri fattori che favoriscono lo sviluppo di una forma calanchiva piuttosto che di un'altra, vi è la taglia granulometrica dei sedimenti. Alcuni autori (Vittorini, 1977; Battaglia et al., 2002) ritengono che le biancane si sviluppano su sedimenti molto fini, con un alto contenuto in argilla e precisamente di classe tessiturale argilloso-limosa, , mentre i calanchi si sviluppano su materiale più grossolano di classe tessiturale da limoso-argillosa a limoso-argilloso-sabbiosa, con una considerevole frazione sabbiosa .

Ad esempio, Pinna e Vittorini (1989) notano, in Val d'Era (Toscana), che nei campioni prelevati dalle biancane prevale la frazione argillosa (< 2 μm) e quella limosa (2-20 μm), che superano in media rispettivamente il 49% ed il 40%, mentre quella sabbiosa raggiunge solo il 10,6%, viceversa nei campioni prelevati sui calanchi s.s. la frazione sabbiosa (35,1%) prevale su quella argillosa e limosa, che si assesta al 32% per entrambe le componenti.

Gli stessi autori, hanno trattato statisticamente i dati attraverso il *test di Student*, da cui ne risulta che fra calanchi e biancane le differenze relative alle percentuali medie di argilla e sabbia sono reali, con una probabilità maggiore del 99%, mentre per la percentuale di limo detta probabilità scende poco al di sotto del 95% (Pinna & Vittorini, 1989). Questa netta distinzione fra le caratteristiche granulometriche, messa ulteriormente in evidenza dal diagramma triangolare di Shepard (1954), trova sostanziale corrispondenza con altri studi eseguiti in aree differenti (bibliografia). Nel complesso la differenza nelle percentuali gioca un ruolo importante nella morfogenesi di calanchi o biancane, ma che non è il solo fattore di differenziazione dei due morfotipi considerati.

Esistono anche forme erosionali di transizione tra calanchi e biancane, identificate come *forme intermedie* che, si evolvono su sedimenti ricadenti in classi tessiturali transitorie (sabbioso-limoso-argillosi). Poiché su questi litotipi si ritrovano caratteristiche sia dei calanchi che delle biancane, esse non possono essere ascritte né all'una né all'altra forma (Castelvecchi & Vittorini 1977).

Un altro fattore che influenza lo sviluppo delle diverse morfologie erosive, è la chimica del suolo.

Infatti, il tipo e la percentuale di cationi ed anioni in un sistema argilla-acqua-elettrolito hanno delle influenze notevoli sulla stabilità della sospensione di argilla e sulla natura tessiturale dei sedimenti (Van Olphen, 1963; Battaglia et al., 2002).

I cationi monovalenti, particolarmente il sodio e il litio, sono capaci di promuovere dispersione delle argille e quindi facilitano l'erosione, mentre i cationi di- e tri-valenti favoriscono la flocculazione, tendendo ad ostacolare l'erosione (Mitchell, 1976; Battaglia et al., 2002). In sistemi eterovalenti (argille che contengono cationi monovalenti e bivalenti), il comportamento delle particelle colloidali è controllato dalla concentrazione relativa di questa specie ionica nel complesso di adsorbimento cationico. Tra i parametri utili per misurare quantitativamente la concentrazione dei Sali, Mitchell (1976), Head (1988), Phillips, (1998) e Faulkner (2000) hanno proposto i seguenti:

il *rapporto di assorbimento del sodio*: $SAR = Na^+ / [(Ca^{2+} + Mg^{2+}) / 2]^{1/2}$;

la *percentuale di sodio*: $PS = [Na^+ / (Na^+ + K^+ + Ca^{2+} + Mg^{2+})] \cdot 100$;

il *totale di sali disciolti*: $TDS = Na^+ + K^+ + Ca^{2+} + Mg^{2+}$.

la *percentuale di sodio scambiabile*: $ESP = ((exNa)/CEC) \cdot 100$,

dove: $exNa = \text{sodio scambiabile} = Na \text{ lisciviato} - Na \text{ solubile}$

$CSC = \text{capacità di scambio cationico}$.

Questi parametri, che possono essere determinati da analisi chimiche eseguite sulle acque (estratto di saturazione) (Head, 1988), sono stati frequentemente applicati come indicatori di probabile comportamento dell'argilla durante l'erosione.

Sia il SAR che l'ESP sono difficili da misurare accuratamente a causa di problemi dovuti all'estrazione di cationi solubili in acqua. Alcuni minerali argillosi a doppio strato, come per esempio la smectite, sono particolarmente sensibili al sodio scambiabile, la cui presenza causa la dilatazione e la dispersione di argilla a doppio strato ("deflocculazione" o "idratazione") rendendo queste altamente erodibili. Inoltre, proprietà fisiche come la permeabilità e la conduttività idraulica (HC), sono influenzate da questa dispersione (So e Aylmore, 1995).

Faulkner, (1990) e Shainberger (1992) hanno mostrato che le superfici di un terreno argilloso ricco di sodi, possono facilmente venire idratate chimicamente grazie all'elevata capacità di idratazione dello ione Na^+ anche sotto bassa intensità di pioggia, riducendo l'infiltrazione della superficie e portando così alla formazione di un flusso superficiale durante la pioggia. Questo fenomeno si aggiunge all'effetto creato da una idratazione semplicemente di tipo fisico (Bradford e Huang, 1992).

Mualem e Assouline (1992), hanno mostrato che la dilatazione di argille a doppio strato reattive, può avvenire attraverso la colonna del terreno riducendo la permeabilità dell'intera massa. Di certo potrebbe essere questo basso gradiente di permeabilità a deflettere i flussi infiltranti ed a permettere lo sviluppo di piccoli condotti a bassa profondità sotto la superficie di biancane nei *badlands* italiani (Torri et al., 1994).

Nei materiali con un'alta percentuale di argille, la riduzione dei ritmi di infiltrazione può sembrare, alcune volte, essere compensata dallo sviluppo di crepe di contrazione sulla superficie, le quali potrebbero avere l'effetto di localizzare lo sviluppo di crepe verticali. Tuttavia i tassi di umidificazione su superfici spaccate con crepe non sono necessariamente alti (Faulkner, 1990); questo perché, se la permeabilità della porzione sotto-superficiale è ristretta, l'assenza di un gradiente idraulico adatto potrà prevenire l'allargamento intensivo dei *crack*. Riduzioni della permeabilità dell'intera massa del terreno non sono il risultato inevitabile della dilatazione della frazione argillosa; se così fosse, sarebbe difficile immaginare come si possano sviluppare condotti di dimensioni molto grandi (Faulkner et al., 2000).

A differenza di quanto detto è possibile ipotizzare che per terreni con percentuali di argilla relativamente basse e con basso contenuto organico, i ritmi di infiltrazione potrebbero rimanere invariati nonostante la dilatazione, e il terreno in questo caso, è semplicemente destrutturato a causa della perdita del suo unico agente aggregante (Sole-Bennet et al., 1997).

Posto che il sito abbia sufficiente energia del rilievo per ridurre buoni gradienti idraulici tridimensionali e posto che questi vengano mantenuti mentre procede l'erosione, l'allargamento dei *crack* lungo i percorsi di infiltrazione preferenziali, sarà rapido, dal momento che la massa del terreno deflocculato adesso avrà bisogno di soglie di trasporto dei sedimenti molto basse per lo spostamento (Sherard & Decker, 1976; Sumner & Stewart, 1992; Naidu et al., 1995).

Un parametro molto importante per caratterizzare la dispersività del substrato argilloso è dato dal rapporto tra SAR/EC (Faulkner, 2000), dove EC rappresenta la conducibilità elettrica.

2.2.2 Acclività dei versanti

Nella genesi e nell'evoluzione dei paesaggi calanchivi molto importante risulta l'influenza dell'acclività dei versanti, che condiziona l'approfondimento dei solchi da parte delle acque di precipitazione meteorica.

Infatti, la pendenza, in generale, può essere considerata uno dei caratteri morfologici che più influiscono sui processi di versante, come a dire che essa agisce da controllore dell'effetto della gravità sulla superficie del terreno ed accelera, rallenta o impedisce l'evoluzione del versante.

L'angolo di pendio gioca un ruolo importante nelle dinamiche di processi geomorfologici, specialmente per quanto riguarda suoli privi, o quasi, di copertura vegetativa.

In teoria, la pioggia caduta, tende dapprima a ruscellare diffusamente sulla superficie, per poi concentrarsi in flusso incanalato man mano che si sposta verso valle aumentando il suo potere erosivo.

La conseguente perdita di suolo che viene eroso da questo meccanismo, è accelerata su pendii con alti valori d'inclinazione.

Normalmente, tra l'esposizione angolare del pendio ed il ritmo di infiltrazione, sussiste una relazione inversa a causa dell'ubicazione dei suoli più degradati sui pendii maggiormente acclivi e generalmente esposti ad Est (Munn et al., 1973).

Altri ricercatori hanno dimostrato che questa relazione non è così semplice (Cerdà, 1995), oppure ha una soglia di 12° (Abrahams et al., 1991), o ancora la relazione non può essere applicata a qualsiasi tipo di versante (Lattanzi et al., 1974).

In altre parole, l'angolo di pendio è direttamente proporzionale al ruscellamento superficiale, e inversamente proporzionale al tasso d'infiltrazione.

Questi due fattori combinano la loro maggior energia su pendii con valori angolari di circa 12° , ma restano estremamente variabili da caso a caso, richiedendo specifiche indagini sul luogo in cui s'intende effettuare uno studio riguardante le forme calanchive.

Per un ulteriore chiarimento, prendiamo come esempio lo studio effettuato da Cerdà (1997) su un tipico paesaggio calanchivo nel Sud-Est della Spagna; egli selezionò 16 *trame sperimentali*, di cui 13 scelte lungo di pendii e 3 su zone di raccordo basali poste ai piedi delle precedenti. In questi siti, sono state eseguite delle prove d'infiltrazione mediante simulazione di pioggia ed è stata osservata l'influenza sull'erosione superficiale da parte dell'acqua distillata usata per la prova, in rapporto all'angolo di pendenza. Ciò ha evidenziato l'influenza dell'inclinazione del pendio sull'attivazione del processo calanchivo s.l., controllando l'erodibilità del suolo e il ritmo d'erosione, ma non ha nessuna influenza sui parametri idrologici principali quali il tempo di ristagno dell'acqua, il tempo di scorrimento e la percentuale d'infiltrazione, calcolata dopo 40 minuti di pioggia ad un'intensità di $55 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. In particolare le zone *frontali basali* con un angolo di pendenza di circa 2° (una di *pendio*, posta al di sopra di questa, con un angolo che varia tra 22° e 55°) sono caratterizzate da un ritmo d'erosione 40 volte più basso che nelle zone di pendio.

Un ruolo importante nello sviluppo delle morfologie d'erosione accelerata è svolto anche dall'esposizione dei versanti. Si può, infatti, osservare che, a parità di litologia del substrato, esiste una spesso una netta asimmetria dei fianchi del canale principale del calanco.

Il fianco esposto a Sud risulta, spesso, più acclive proprio perchè, data la sua maggiore esposizione ai raggi solari, è caratterizzato da una minor presenza d'acqua e da una più rada vegetazione, quindi più facilmente erodibile dalle acque ruscellanti con conseguente approfondimento verticale delle linee d'incisione. Il fianco opposto, invece, presenta un maggior contenuto d'acqua e vegetazione più abbondante e tenderà ad evolvere prevalentemente per fenomeni di *soliflusso* e/o altri processi gravitativi che conferiranno al versante una pendenza più dolce.

In ultima analisi, c'è da ricordare che, quando le acque d'infiltrazione permangono a lungo in un suolo a tessitura fine (con un'elevata componente argillosa), esse possono giungere a saturarlo, determinando una riduzione dell'angolo di attrito interno e favorendo così l'attivazione di movimenti in massa.

Infine, ci è opportuno giusto citare i processi di *creep* in quanto fenomeni di modellamento di versanti esposti su superfici sensibilmente inclinate, ma soprattutto perchè questo tipo di azione gravitativa è stata incontrata da Guasparri (1978) in versanti su cui vi era la contemporanea presenza di calanchi e/o biancane. Da un punto di vista generale, invece, possiamo descrivere tale fenomenologia, come una lentissima discesa gravitativa del mantello detritico di alterazione superficiale che ricopre i versanti, sotto l'influsso di varie sollecitazioni, tra le quali la più

importante, data la natura argillosa dei calanchi, è quella connessa alle variazioni volumetriche (espansione/contrazione).

Nei versanti soggetti a rapido e frequente passaggio dalla fase umida a quella secca, generalmente esposti a Sud, l'azione del *creep* è più intensa, acquisendo un ruolo notevole sia nel determinare l'asportazione del sottile manto di vegetazione erbacea, sia nell'agevolare l'erosione per ruscellamento. Per concludere, anche l'azione del gelo durante la stagione invernale, costituisce un importante fattore di *creep*, provocando nei terreni argillosi, deformazioni a volte anche marcate (Guasparri, 1978).

2.2.3 Condizioni climatiche

Clotet (1987) affermava che i *badlands* si possono sviluppare in una varietà di condizioni climatiche, ma solo in regioni semiaride è molto comune incontrarli. I *badlands* ricadono sempre in aree caratterizzate da erosione superficiale accelerata (Campbell, 1970) ed erosione sub-superficiale o *piping* (Jones, 1981).

L'erosione idrica assume maggiore o minore intensità in rapporto al volume d'acqua che, sotto forma di pioggia, raggiunge il suolo in una certa unità di tempo e che può essere definita *piovosità media annua*.

All'aumentare della piovosità, aumenta spesso la densità di copertura vegetativa, la quale costituisce, da un lato, una protezione all'azione battente della pioggia, dall'altro, favorisce l'infiltrazione dell'acqua nel suolo limitando di conseguenza il ruscellamento superficiale.

Quest'ultimo rappresenta comunque l'agente morfogenetico principale, anche se la gravità concorre, in misura non trascurabile, all'abbassamento delle creste e all'arretramento delle testate (Farabollini et al., 1992).

Ne deriva che i più bassi valori di erosione idrica possono essere raggiunti in regioni aride oppure ad elevata piovosità; nelle prime, per scarsità di precipitazioni, nelle seconde perché sussiste, generalmente, una densa copertura vegetativa.

Secondo Fairbridge (1968) le morfologie di tipo calanchivo sono praticamente assenti sia nelle regioni fredde sia nelle regioni caldo-umide in cui le precipitazioni hanno carattere continuo e persistente. Per alcuni *badlands* americani, relativamente a quantità di precipitazioni dell'ordine di 350 mm/anno Schumm (1956a) ha misurato velocità di erosione variabili da 1 a 2 cm/anno. E' da precisare che una tale velocità d'erosione è stata stimata tenendo conto dell'azione del ruscellamento e di fenomeni gravitativi (*creep*) in versanti argillosi sprovvisti di vegetazione.

Secondo Hadley e Schumm (1961) la velocità d'erosione si riduce di circa 15 volte in presenza di un mantello vegetativo. Nelle regioni in cui viene a mancare lo "schermo protettivo" della copertura vegetale, l'erosione tende ad aumentare in modo diretto con il crescere della piovosità; questo è il caso che si verifica in alcune regioni circum-mediterranee, nelle quali le forme d'erosione, tra cui calanchi e biancane, raggiungono la loro massima espressione, come risposta alla contemporanea sussistenza d'elevata piovosità e scarsa vegetazione.

Il processo d'erosione accelerata che conduce, nei depositi argillosi, allo sviluppo di morfologie calanchive, deriva sostanzialmente dai caratteri climatici appena descritti, associati a contrasti stagionali piuttosto marcati. Questi ultimi sono aspetti climatici tipici delle regioni mediterranee e quindi di aree dove potenzialmente si possono sviluppare forme calanchive, caratterizzati da un'estate asciutta e da una concentrazione di pioggia durante l'autunno (massimo assoluto) e la primavera (massimo secondario), con piogge sporadiche, di breve durata ma molto intense (Moretti et al., 2000).

La regione settentrionale dell'Emilia Romagna, le regioni centrali di Marche e Toscana e le regioni meridionali di Basilicata e Calabria, contengono tutte esemplari di *badland* sviluppati su formazioni marine argillose plio-pleistoceniche. Queste regioni sono caratterizzate da regimi climatici diversi, con precipitazioni annuali che variano da 400 1200 mm (Torri et al., 1994). Per esempio, in Basilicata c'è un clima estremamente secco, semi-arido di tipo mediterraneo, con un deficit di umidità di 600 mm (Bromhead et al., 1994), mentre la provincia di Siena, in Toscana, ha un deficit di umidità del suolo solamente di 210 mm nei mesi estivi (Barazzuoli et al., 1993); ma nonostante ciò, i *badland* nelle due aree hanno caratteristiche fisico-chimiche simili (Phillips, 1998). In generale, l'eccedenza idrica, dovuta alle precipitazioni invernali, fa sì che il terreno sia sottoposto a notevoli variazioni di umidità. Queste determinano variazioni volumetriche nelle argille, che durante la stagione secca subiscono un crepacciamento, la cui entità dipende dalle caratteristiche mineralogiche e dal campo di plasticità (Sdao et al., 1984).

Solomon et al. (1987), Kirkby (1989), Bull (1991), Imeson & Emmer (1992) e Thornes & Brandt (1993) esaminano "numericamente" le implicazioni dell'alto grado di variabilità climatica esistente alle nostre latitudini. L'impatto della variabilità climatica sull'*idrologia*, sia in termini di caratteristiche chimiche che fisiche delle acque e sulla vegetazione, può essere esaminato usando, tra gli altri, il modello d'ecosistema PATTERN, ben illustrato da Mulligan (1998). In questo lavoro, si discute della maggiore attenzione che dovrebbe essere impiegata nel capire l'impatto delle variazioni climatiche stagionali, sui sistemi geomorfologici dell'area circum-mediterranea. Per ovviare a ciò, si è esaminata la magnitudine della variabilità d'erosione del suolo per una zona semi-naturale (sperimentale) situata a *Castilla La Mancha* nella Spagna

centrale, per un periodo compreso tra il 1940 ed il 1993, usando una raccolta di dati climatici misurati con frequenza quotidiana (precipitazione, temperatura ecc). La serie così generata, ha permesso di mettere a punto il modello ecologico/idrologico PATTERN, in verità già descritto in Mulligan (1996) e Mulligan & Thornes (1998). Questo modello è stato usato per una semplice analisi dell'erosione potenziale in rapporto alla variabilità temporale delle condizioni idrologiche e della produzione/protezione di copertura vegetativa. La risposta erosiva alla variabilità climatica, considerando semplicemente l'ammontare di suolo nudo "disponibile" per l'erosione, è più grande laddove sussiste una copertura erbacea, si riduce molto meno sotto una copertura di piccoli arbusti nani e raggiunge il minimo erosivo nei terreni posti al di sotto una copertura fatta d'arbusti.

Nonostante l'importanza di un tipo di vegetazione piuttosto che di un'altro, non dobbiamo dimenticare che l'influenza dominante sull'erosione è di gran lunga quella apportata dalle precipitazioni, ed in particolare dagli eventi estremi; questi, combinati con una scarsa copertura vegetale, possono provocare più erosione di suolo in un mese di quanto accade in molti anni di attività erosiva "normale".

Molto importante è anche la presenza di crepe da disseccamento stagionale, le quali, offrendo percorsi e sbocchi preferenziali per l'infiltrazione e il deflusso dell'acqua, danno luogo, ad una certa profondità della superficie topografica, alla rimozione delle particelle di suolo.

Infine, riguardo allo studio di "scivolamenti superficiali" di tipo gravitativi, Moretti et al. (2000), hanno evidenziato che i cambi stagionali di umidità hanno un'influenza forte sull'evoluzione dei calanchi.

Ad esempio su litotipi argillosi nei pressi di Atri (Abruzzo), si è verificato che i suoli poco profondi (40-50 cm al massimo) formano un corpo pressoché isolato rispetto alla sottostante roccia. Ciò determina la presenza di una vera e propria superficie di discontinuità sulla quale l'acqua può infiltrarsi e fluire, modificando le proprietà meccaniche del materiale di suolo ed alterando l'equilibrio precedente. Questo crea le condizioni per un movimento poco profondo, ma molto rapido, del materiale pedogenizzato comparabile ad uno scorrimento che rapidamente evolve in un *mudflow* (colata rapida e prevalentemente fangosa). Sulla superficie di scivolamento, la roccia basale è successivamente riesumata dall'azione dell'erosione lineare, fino a che non si raggiunge una nuova fase di stabilità climatica che favorisce la formazione di suolo, almeno degli orizzonti più superficiali (Moretti et al., 2000).

2.2.4 Attività antropiche

Come già detto le aree in cui sono presenti *badlands*, sono paesaggi naturali intensamente dissecati, dove è rara o assente la vegetazione e che risultano pertanto poco praticabili e poco utili per l'agricoltura (Bryan e Yair, 1982). Alcuni *badlands* possono essere parte del paesaggio naturale, rappresentando una particolare risposta erosiva di litologie a componente argillosa facilmente erodibili, mentre altri *badlands* possono essere in parte o completamente legati fattori antropico (Campbell, 1989).

La sempre maggiore tendenza a adibire anche le zone argillose a pratica agricola e pastorizia, trascurando le opere di sistemazione, fa sì da favorire una rapida distruzione del sottile mantello vegetale erbaceo. Questo processo è noto come “*sheep tracks*” (letteralmente *camminamenti di pecore*) con cui si vuole identificare il fenomeno connesso alle deformazioni plastiche indotte, sui pendii argillosi, dal continuo calpestio degli animali, evidenziate dalla lacerazione della cuticola erborea.

In zone altamente degradabili come i terreni argillosi, le modifiche apportate dalle attività umane, possono rappresentare uno sconvolgimento dei caratteri naturali di un versante, tali da contribuire, spesso in maniera determinante, all'evoluzione del versante stesso. Durante il corso degli ultimi 40 anni, formazioni calanchive di molte zone montuose della penisola Italiana, sono state usate per scopi agricoli, riducendo di fatto le diversità ambientali ed impoverendo l'eredità culturale locale (Phillips, 1998). Altri Autori (Guasparri, 1978), con una rappresentazione cartografica (attraverso una specifica simbologia) delle superfici modellate dall'uomo, hanno voluto segnalare anche un deleterio aspetto della cattiva amministrazione delle risorse naturali paesaggistiche; infatti, nel giro di soli quattro anni, alcuni dei lineamenti paesaggistici più peculiari della zona delle “Crete Senesi”, tra cui raggruppamenti di biancane, sono stati cancellati da moderni mezzi meccanici, usati per movimenti di terra, con il solo vantaggio di guadagnare pochi metri quadrati, magari da adibire solo a pascolo.

Semplicemente si sta manipolando l'ambiente, trasformandolo totalmente, per ottenere un guadagno economico a breve termine (Harris, 1978; Craswell, 1993) incuranti degli effetti che potranno aversi a lungo termine.

Una marcata perdita di suolo è stata associata da molti Autori a pratiche agricole non corrette in ambienti mediterranei (Gilman & Thomes, 1985; Imeson & Emmer, 1992; Perez-Trejo, 1992; Faulkner, 1995; Lòpez-Bermudez et al., 1998; Van der Leeuw, 1998; De Graaffa & Eppink, 1999; Martinez-Casanovas & Sanchez-Bosch, 2000; Thomes, 2001, in Faulkner et al., 2003).

Nel Sud-Est della Spagna, ad esempio, la realizzazione ed il successivo abbandono di terrazzi agricoli nei fondovalle, spesso ha dato luogo ad un'estesa degradazione di versanti con la

conseguenza che l'intero pendio può essere soggetto ad erosione (Rodriguez & Aizpeolea, 1992).

Rimozioni agricole ed estese spesso trasformano il panorama rurale dei versanti, promuovendo un'erosione accelerata ed una perdita di suolo in un contesto geomorfologico già particolarmente sensibile.

La minaccia di erosione è aumentata da fenomeni di scorrimento superficie e *piping*.

In Italia, nella sola regione Basilicata, si è valutato che le aree ricoperte da calanchi e/o biancane, già negli anni '60 occupano una superficie di 32.125 ettari (Radina, 1964) e gran parte di queste sta subendo pratiche di rimodellamento per essere destinate alla coltivazione. Incentivi economici erogati dell'Unione Europea, mediante sussidi atti ad incrementare la produzione della coltura del grano duro, hanno incoraggiato i coltivatori a rimodellare queste aree che, di fatto, a più riprese vengono sottratte ai naturali paesaggi calanchivi.

Queste opere di rimodellamento determinano un incremento della vulnerabilità dei versanti argillosi all'azione erosiva delle acque di precipitazione e questo avviene soprattutto alla fine dell'estate nei primi periodi dell'autunno, quando, con l'inizio del periodo piovoso, si possono avere marcate trasformazioni del pendio a causa dell'elevata acqua di infiltrazione e di ruscellamento.

In Basilicata, la pratica di rimodellare forme di terreno in cui sono presenti calanchi e biancane, ha portato ad un cambiamento morfologico di molti pendii. Scarpate inizialmente ripide (con angoli maggiori di 35°), si sono trasformati, alla fine del processo di sistemazione, in pendii che degradano dolcemente verso valle con inclinazioni di 12-17°.

A tal proposito, un caso particolarmente esemplare è stato osservato in Basilicata dove, in località Manca Tortoniero fu localizzato ed osservato un pendio appena rimodellato nell'Agosto del 1996; lo stesso luogo fu rivisitato ad agosto dell'anno dopo. Le misurazioni del 1997 misero in evidenza un cambio di geometria dell'intero pendio, dovuto ad un'erosione del suolo attiva durante l'inverno compreso tra il 1996 ed il 1997. Dalle osservazioni topografiche di un piccolo ruscello lungo 101, 2 m, largo 0,18-0,49 m e profondo da 0,16 a 0,32 m, fatte nel 1997, si è potuto calcolare, in un anno, una rimozione di almeno 8.6 m³ di sedimento.

In conclusione, l'incentivo economico tendente a far aumentare la produttività di una data area può dar luogo, ad un aumento del potenziale di erosione del suolo, dove forme relativamente stabili sono state sostituite da campi agricoli (Clarke & Rendell, 2000).

CAPITOLO 3

METODOLOGIE DI STUDIO

3.1 Introduzione

La fase iniziale del lavoro di ricerca è consistita nello studio delle forme dovute al ruscellamento e dei processi gravitativi, e in un'analisi geomorfologica; più precisamente essa ha previsto un'analisi della cartografia topografica e delle foto aeree esistenti, al fine di riconoscere e cartografare le principali unità geomorfologiche, sia ad una scala di dettaglio sia alla scala di bacino. Ciò ha consentito l'individuazione di alcuni siti di maggiore interesse e più idonei ad impostare il successivo lavoro di campagna, di rilevamento delle diverse morfologie prodotte dall'erosione concentrata, e prelevamento di campioni per specifiche analisi di laboratorio (analisi fisiche, chimiche, geotecniche e mineralogiche).

3.2 Rilevamento di campagna

Il rilevamento di campagna è stato eseguito secondo le seguenti fasi di lavoro:

- Scelta di 5 bacini calanchivi, ubicati nell'area di Verzino, S.Sisto, Crotone e Caulonia.
- Ricerca bibliografica, grazie alla quale è stato reperito tutto il materiale già disponibile in letteratura sulle aree oggetto di studio.
- Osservazione delle foto aeree, relative al Foglio 238 Crotone della Carta d'Italia III S-E Sez. D-A, del volo effettuato nel 1990 in scala 1:33.000; le forme individuate sono stati riportati su carta topografica.
- Le carte topografiche prese in esame sono: la Carta Tecnica Regionale scala 1:5000 ; il foglio 238 Crotone della Carta d'Italia III S-E Sez. D-A e il foglio 238 Capo Colonna III S-E Sez. B in scala 1:10000, Foglio 237 I NE sezione C, Foglio 229.
- Controllo accurato in campagna dei fenomeni franosi e delle forme di ruscellamento osservati da foto aeree.

Inoltre, per evidenziare ulteriori differenze tra i bacini calanchivi nell'area di Crotone, è stata digitalizzata la cartografia topografica in scala 1:5000 sulla quale è stata realizzata la carta dei processi di erosione.

Tutto questo ha portato alla realizzazione di una carta delle forme e dei processi erosivi, che mette in risalto la dinamica evolutiva dei versanti. Essa fornisce notizie di carattere morfografico e l'interpretazione genetica delle forme, distinte secondo processi responsabili della loro origine. La simbologia utilizzata rispecchia lo schema di legenda per le carte geomorfologiche d'Italia, in scala 1:50.000 (Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, 1994).

Tutti i dati raccolti sono stati poi elaborati attraverso l'utilizzo del programma ArcView GIS 3.2, attraverso la caratterizzazione morfometrica dell'area. Tramite lo stesso programma, attraverso vettorializzazione delle isoipse, si è ricavato un modello digitale del terreno (DTM), la carta delle pendenze, la carta dell'esposizione.

Questo lavoro è stato fatto partendo da una base topografica in scala 1:5000.

Al fine di misurare in maniera empirica i ritmi di erosione e/o sedimentazione in alcuni dei bacini calanchivi analizzati, sono stati collocati e controllati una rete di caposaldi metallici sia in zone di displuvio che lungo le linee di impluvio. Inoltre, l'area calanchiva è stata suddivisa, per capire i processi di innesco delle forme erosionali, risalendo i versanti, in tre settori: basso, medio e alto; per ogni settore sono stati prelevati i campioni per le successive analisi di laboratorio. In particolare è stata campionata la parte esterna che si presenta molto secca e friabile e interessata da microfratture, e la parte interna molto compatta, e più resistente (fig.1). Sono stati inoltre prelevati, tramite scatole di Kubiena, alcuni campioni indisturbati da cui sono state ottenute sezioni sottili, sulle quali è stato effettuato uno studio in microscopia ottica ed elettronica, soprattutto finalizzato ad un'analisi dettagliata di microstruttura e porosità.

Laddove si è riscontrata la presenza di strutture di *piping* e di efflorescenze saline, è stato eseguito un ulteriore campionamento, nel caso dei *pipes* è stata campionata la porzione superiore, centrale e inferiore del condotto stesso (fig.1).

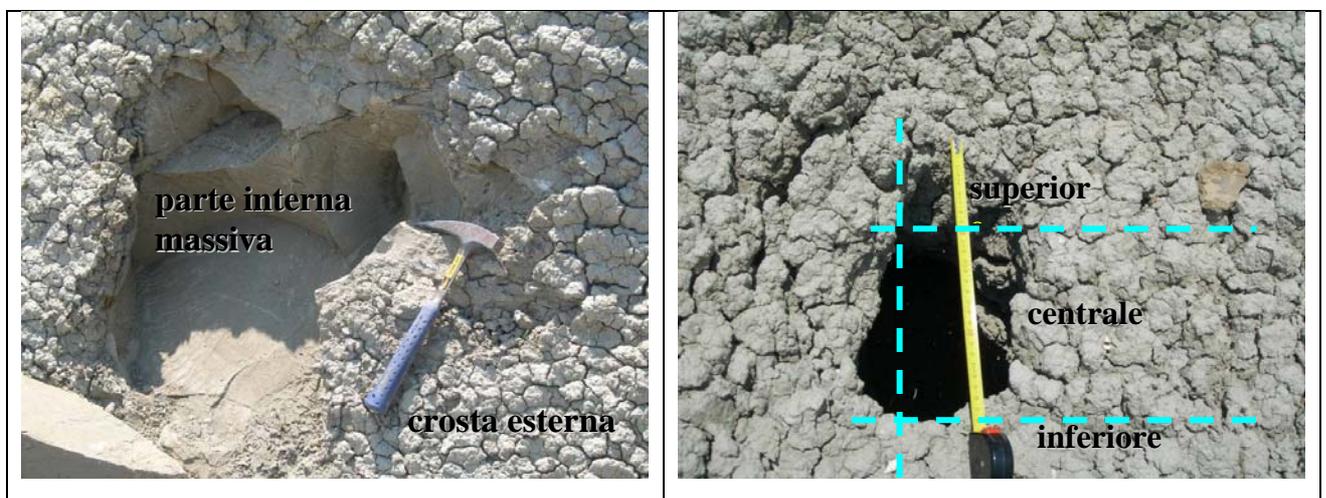


Fig.11. Modalità di campionamento

3.3 Metodologie di laboratorio

Rappresentano la fase di acquisizione dei dati di laboratorio e comprendono le analisi chimiche fisiche eseguite con i metodi indicati dall' ISSDS (1995) e dal MiPAF (2000).

Le analisi analitiche effettuate sono:

1. Essiccamento dei campioni all'aria aperta
2. Separazione della frazione < 2 mm tramite setacciatura a secco.
3. Analisi granulometrica per via densimetrica, tramite l'utilizzo di cilindri graduati, con determinazione delle classi granulometriche di sabbia, limo e argilla. Il metodo si basa sulla legge di Stokes, che misura la densità dopo vari intervalli di tempo, necessari per la decantazione per gravità delle varie frazioni granulometriche, pesando il residuo accumulato al fondo dei cilindri e successivamente setacciato nei vari setacci. Poiché la densità varia in base alla temperatura i dati sono stati corretti, in funzione della temperatura
4. Determinazione dei carbonati totali con il calcimetro De Astis, si misura cioè la quantità di anidride carbonica che si sviluppa quando i carbonati reagiscono con l'acido cloridrico diluito al 10%..
5. Determinazione del pH in una sospensione acquosa con rapporto campione acqua pari a 1:2,5 tramite un pHmetro da laboratorio (*modello Crison Basic 20*)
6. Determinazione della conducibilità elettrica (C.E.) in una sospensione acquosa con rapporto campione acqua pari a 1:5 tramite un conducimetro da laboratorio (*modello Crison Basic 30*).
7. Determinazione della composizione chimica degli elementi totali (anidri e idrati) tramite spettroscopia in fluorescenza ai raggi X (XRF) con uno spettrometro modello *Philips PW 1480* su pasticche di polveri.
8. Determinazione dei sali solubili è stata effettuata con la tecnica della cromatografia ionica. La cromatografia ionica consiste nello sfruttare la diversa attitudine che ogni ione possiede nel distribuirsi fra due fasi differenti, una stazionaria e una mobile.

Il principio di funzionamento si basa sulla diversa forza di legame che si instaura tra una fase solida, contenente gruppi funzionali carichi positivamente e negativamente, e i vari ioni presenti in soluzione. Avviene in pratica uno scambio ionico con una soluzione eluente contenente essa stessa ioni.

A seconda della maggiore o minore affinità verso la fase stazionaria o mobile, gli ioni del campione vengono selezionati e separati fra loro.

Un cromatogramma mostra il segnale ottenuto dal rilevatore in funzione del tempo e ogni picco corrisponde a una diversa sostanza. Il tempo di ritenzione T_r è il tempo impiegato da un soluto per raggiungere il rilevatore dopo l'iniezione.

Per la determinazione dei sali solubili si utilizza una soluzione acquosa con rapporto campione acqua pari a 1:5.

9. Analisi mineralogica qualitativa della frazione argillosa, tramite diffrazione ai raggi X (XRD) ottenuta per setacciatura e centrifugazione. Le analisi sono state effettuate su campioni orientati, ottenuti da una sospensione acqua-argilla (Hughes et al., 1994), con un diffrattometro modello *Philips 17/30* operante con radiazione Cu-K α e condizioni di acquisizione di 40 Kw e 20 mA ed un intervallo di registrazione compreso tra 3 e 35° 2 θ . I campioni sono stati sottoposti a diversi trattamenti (Wilson, 1987): saturazione con Mg tramite reazione con soluzione 1N di MgCl₂, solvatazione con glicole etilenico dei campioni saturati in Mg, saturazione con K tramite reazione con soluzione 1N di KCl, trattamenti termici dei campioni saturati in K a temperature di 105°C, 335°C e 550°C. L'interpretazione dei diffrattogrammi è stata eseguita utilizzando il manuale di Brindley e Brown (1980).
10. Analisi mineralogica della frazione sabbiosa e delle efflorescenze saline tramite diffrazione ai raggi X (XRD) che ha permesso di identificare le componenti mineralogiche principali dei nostri campioni.
11. Analisi mineralogica quantitativa della frazione argillosa sui campioni orientati saturati con Mg e solvatati con glicole etilenico con il metodo del Prof. Mazzoleni dell'Università di Catania.
12. Determinazione dei limiti di Atterberg, i quali stabiliscono quei contenuti di acqua del terreno che segnano convenzionalmente il passaggio di quest'ultimo da uno stato fisico ad un altro. In particolare sono stati considerati il limite di liquidità (WL) e quello di plasticità (Wp), parametri che caratterizzano le condizioni di plasticità del terreno.
13. Analisi micromorfologica effettuata su alcune sezioni sottili preparate da campioni indisturbati, i quali sono stati prelevati seguendo due diverse tipologie:
 - I. con le scatole di Kubiena in alluminio con dimensioni di 5cm x 10cm x 3,5 cm
 - II. direttamente l'aggregato di argilla.

Le sezioni sottili sono state realizzate dal laboratorio "Servizi per la geologia" di Piombino (LI) con una particolare procedura (Di Matteo et al., 2002):

La prima fase di lavorazione dei campioni consiste nell'essiccazione in stufa a 40° per eliminare l'acqua contenuta al loro interno, poi si elimina l'aria contenuta dentro i pori

attraverso l'aggiunta di acetone. Dopo di che i campioni vengono impregnati con una resina poliestere di tipo epossidica tramite una miscela acetone-resina, che viene iniettata con un progressivo incremento della percentuale di resina, l'acetone ha la funzione di convogliare la resina nei pori. Dopo la consolidazione a temperatura ambiente, i campioni sono stati incollati sul vetrino, tagliati e lucidati fino a realizzare le sezioni sottili.

14. Determinazione della macro-micro porosità con il porosimetro a mercurio e la micro su sezioni sottili e fotografie al SEM con il metodo dell'analisi di immagine (Miriello e Crisci., 2006).
15. Analisi in componenti principali è una tecnica statistica di tipo descrittivo, che consente di riscrivere i dati in una forma più leggibile in modo da poter cogliere facilmente eventuali relazioni tra le variabili. Spesso quando si lavora su dati geochimica o petrografici, occorre descrivere appropriatamente le relazioni che intercorrono tra numerosi campioni, su cui sono state fatte decine di misure; se volessimo considerare contemporaneamente tutte le variabili, ci sposteremmo in ambiti dimensionali superiori a tre punti che definiscono le osservazioni non sarebbero più rappresentabili. Quindi, occorre proiettare i punti a p dimensioni in uno spazio bidimensionale. In pratica sarà necessario definire un piano (il piano delle componenti principali) in cui le distanze siano conservate il più possibile nella loro forma originaria. Il criterio guida sarà quello di trovare il piano che passa il più vicino ai punti della nuvola, rendendo minima la media dei quadrati delle distanze tra i punti proiettati e quelli originali. Attraverso dei procedimenti di algebra lineare è possibile individuare il vettore unitario v tale che la proiezione degli n punti giacenti nello spazio a P dimensioni sulla retta individuata da v sia la più fedele possibile. Ricordandoci il significato intuitivo della nozione di varianza, una proiezione sarà tanto più fedele quanto più grande risulterà la dispersione dei punti ottenuti dalla proiezione sulla retta. I vettori v e vp lungo i quali la nuvola di punti ha la massima dispersione, non sono altro che gli autovettori della matrice di covarianza. Ogni autovettore della matrice di covarianza Γ è associato a un autovalore λ , tale che $\Gamma v = \lambda v$ essendo la matrice di covarianza simmetrica, allora esisteranno tanti autovalori quante sono le variabili P , e inoltre ci saranno altrettanti autovettori corrispondenti, i quali si chiameranno “*direzioni principali*”. Il piano che cercavamo non è altro che quello individuato dalle direzioni principali e la proiezione della nuvola di punti su questo piano è quella nella quale i punti proiettati hanno massima dispersione. Questo piano si chiama “*piano principale*”.

CAPITOLO 4

4.1 Caratteristiche morfologiche dei “calanchi” di Crotone

L'area di studio è caratterizzata da una vasta diffusione di forme calanchive s.l., da una assenza di vegetazione arborea e dalla presenza sporadica di vegetazione erbacea sui versanti dei bacini calanchivi esposti a Nord.

I versanti a calanchi si presentano nel loro aspetto tipico, cioè come un sistema di vallecole divise da sottili creste, con una forma a ventaglio o a spina di pesce.

Oltre alle forme dovute a processi di tipo idrico e gravitativi, uno dei caratteri che più è in risalto nell'osservazione è la presenza di lembi di superfici sub-pianeggianti, situate alla massima altezza dell'intera area che all'incirca è di 160 m s.l.m.

Le forme d'erosione di tipo calanchivo sono impostate prevalentemente sul lato rivolto a Est (grandi bacini calanchivi) verso mare, ma sono presenti anche, sui versanti esposti a SO (piccoli bacini).

Si evidenzia la presenza di valli e vallecole asimmetriche, caratterizzate da fianchi opposti con diversa pendenza cioè quelli sulla sinistra orografica risultano avere una pendenza maggiore rispetto a quelli sulla destra; ciò è dovuto a una diversa giacitura degli strati.

I versanti appaiono molto inclinati, e le pendenze più elevate si riscontrano sul fianco del lembo di terrazzo più a Sud dell'area e nella zona verso Capo Colonna, dove i versanti calanchivi si sviluppano direttamente lungo la fascia costiera.

Le pendenze dei versanti assumono valori differenti, secondo la modalità dell'erosione, raggiungendo 40°-60° sui versanti interessati dalle forme calanchive e circa 20°-50° nelle zone a morfologia a biancana.

La morfologia più dolce è dovuta presumibilmente a fattori di tipo antropico, poiché nella zona si notano interventi di tipo agricolo ed edilizio, in cui i calanchi sono stati quasi totalmente rimodellati ed emergono solo dei piccoli testimoni del vecchio paesaggio calanchivo.

Vista l'estensione dell'area oggetto di studio (fig.12) e la ricorrenza delle varie morfologie più rappresentate sono stati messi a confronto due bacini calanchivi limitrofi con simili caratteristiche geologiche e litologiche, ma differenti caratteri morfologici, sui quali si è concentrata la descrizione di dettaglio.

I bacini presi in esame li distingueremo come:

1. “costa tiziana
2. “atlantis”

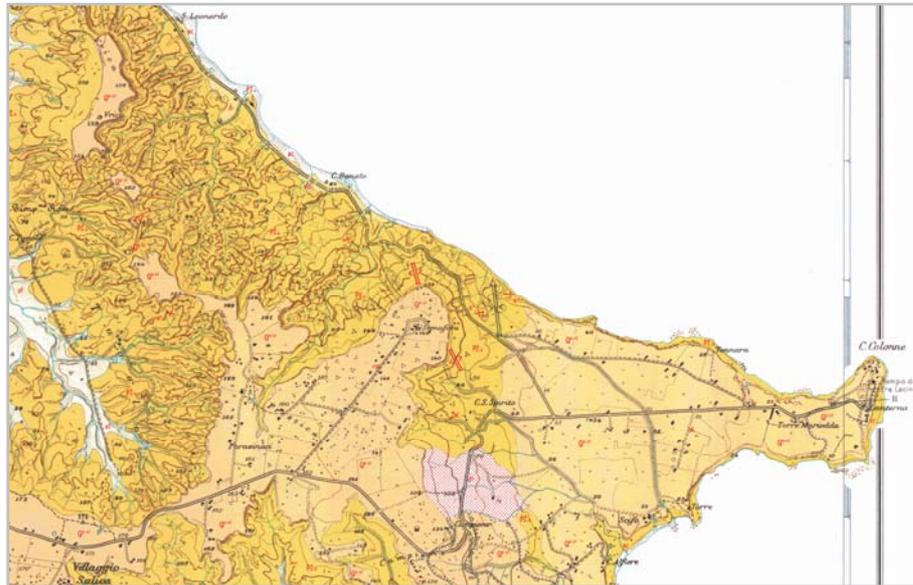


Fig.12 Carta geologica a scala 1:25000 della area di studio

Il primo bacino, situato a Nord dell'area di studio si estende su una superficie di 1,71 Km², presenta una forma sub-circolare e pendenze medie di circa 20°.

Le forme di tipo calanchivo che più si riscontrano in quest'area sono le biancane, situate mediamente a 50 m s.l.m; esse si presentano nella loro forma più tipica, come cupole argillose alte qualche decina di metri, a volte di forma allungata, prive di vegetazione, con vallecole poco incise e culminazioni talora abbastanza addolcite (fig.13). Questi caratteri sono presenti su tutti i versanti che delimitano le biancane, versanti che presentano pendenze intorno ai 45°-50°. Essi presentano una porzione interna che si distingue da una crosta esterna di spessore centimetrico. La parte interna delle biancane risulta molto compatta e massiva, con fratture concoidi, granulometria molto fine; spesso si osservano nella parte interna concrezioni rossastre di ferro con forma subsferica e concrezioni saline sparse di colore biancastro.

La crosta, invece, si presenta intensamente fratturata, con fratture multidirezionali dovute al disseccamento di porzioni di dimensioni millimetriche e centimetriche.

Nei mesi piovosi, sulla superficie esterna delle biancane si osservano concrezioni saline di colore biancastro esposte prevalentemente a Nord, più precisamente ENE.

Sull'intera superficie delle biancane si osservano fasce di colore bruno-giallastro, di larghezza in media di 15 cm, legate a ossidi di ferro, che generalmente seguono le linee di massima pendenza.



Fig. 13 Esempio di una biancana

Sono presenti occasionali *pipes* nel complesso poco abbondanti, e di piccole dimensioni: i più evidenti, con diametro variabile tra 20 e 40 cm circa, si osservano sui versanti esposti ad Ovest. I processi di erosione maggiormente attivi su queste forme sono rappresentati dal ruscellamento in rivoli e da piccoli colamenti. Il materiale asportato, accumulato alla base, è a sua volta reinciso, a formare *gully* con andamento meandriforme che, nella parti più distali, superano le dimensioni del metro.

Osservando verso Ovest (fig.14), e più precisamente verso il lembo di terrazzo calcarenitico posto ad una quota di 160 m, l'aspetto morfologico del bacino varia rispetto a quello dell'area finora descritta.

La valle principale presenta una forma circolare con un piccolo corso d'acqua; i versanti della valle principale hanno una pendenza che va dai 20° ai 40°, la vegetazione erbacea è abbondante sui fianchi esposti a Nord, e assente su quelli esposti a Sud, dove invece si vanno ad impostare le forme calanchive.

I versanti si dispongono a raggiera rispetto al terrazzo e seguono un ordine ben preciso.

Si presentano con il fianco sinistro esposto a Sud-Est (direzione Nord120°), incisi da forme calanchive con pendenze di 40°-50° circa, con sistemi spartiacque molto arrotondati e vallecole non molto incise.

Anche qui riscontriamo una porzione interna più compatta e massiva, con fratture di tipo concoide, e granulometria molto fine ed una crosta esterna di spessore centimetrino, fratturata, con fratture multidirezionali di spessore centimetrico. Si osservano concrezioni di ferro di forma subsferica e a volte allungata, sia in superficie che nella porzione interna, fasce d'ossidazione di colore brunastro e di larghezza di qualche centimetro, che si dispongono con direzione da sub-orizzontale a obliqua su tutti i versanti.

Anche qui sono presenti i *pipes*, che hanno dimensioni dai 10 ai 15 cm di diametro e sono disposti lungo i versanti a varie altezze.

Anche in questa zona, come del resto in tutta l'area, troviamo solchi di ruscellamento concentrato con diametro superiore al metro e abbastanza profondi, alla base dei versanti.

I fenomeni franosi che riscontriamo in quest'area, sono rappresentati da scorrimenti traslativi e rotazionali; questi sono processi attivi e danno luogo a morfologie accidentate, con profondi solchi, con scarpate e corpi di frana aggrediti a loro volta da processi di erosione lineare.

Le colate, alla base di questi versanti, subiscono a distanza di mesi processi di reincisione e conseguente parziale riaccumulo nelle zone più distali con pendenza bassa.



Fig.14 Aspetto del bacino calanchivo esposto ad Ovest

Nel tratto intermedio della valle, si notano biancane cupoliformi molto simili a quelle della zona precedente; tutte le principali caratteristiche sono analoghe con l'unica differenza significativa nelle dimensioni, che non superano i 5 m d'altezza.

In quest'area lungo le linee di impluvio, si nota la presenza sparsa di blocchi di natura

calcarenitica di dimensioni variabili provenienti dall'erosione del "cap" roccioso che costituisce la sommità del terrazzo marino sovrastante.

Da un punto di vista stratigrafico vi è la presenza di intercalazioni di sabbie di colore brunastro e spessore da qualche decimetro a 1,20 m al massimo, la cui giacitura presenta una direzione Nord 30° e un'immersione Nord 120° (fig.15)



Fig.15 Particolare delle intercalazione di sabbie

La presenza di *pipes* è molto scarsa; dove presenti, le dimensioni vanno da 15 a 35 cm di diametro circa.

La vegetazione di tipo erbaceo è più presente alla base e più sporadica nella parte alta dell'area. Questi morfotipi, contraddistinti da vallecole relativamente ampie e a fondo concavo e displuvi dal profilo non eccessivamente affilato, si possono classificare come calanchi di tipo B (Rodolfi e Frascati, 1979); essi interessano terreni prevalentemente argillosi, con forme meno nette e arrotondate, dovute ad un'azione di un processo di approfondimento erosivo verticale non particolarmente marcato e con la prevalenza, invece, di movimenti di massa superficiali di tipo colata di fango. Infatti, all'interno delle vallecole calanchive si rinvencono corpi di frane di tipo colamento, di spessore decimetrico, che successivamente vengono reincise con formazione di solchi meandriformi molto profondi.

I versanti esposti a Nord, la cui pendenza non supera i 30°, risultano ricoperti da una fitta

vegetazione erbacea e sono diffusamente interessati da movimenti franosi; inoltre, il substrato è coinvolto da movimenti di massa del tipo *creep* con scarpatine di altezza decimetrica e *crack* da disseccamento rinvenibili sotto la copertura vegetale.

Il secondo bacino è situato nel settore più meridionale dell'area di studio e si estende su una superficie di 1,97 Km², con una forma allungata Est-Ovest e pendenze medie di 30° .

Si differenzia dal primo bacino descritto per la sua maggiore estensione e diverse caratteristiche morfologiche.

Il bacino presenta un corso d'acqua in posizione centrale rispetto a due fianchi vallivi opposti, che determinano una caratteristica forma a V con versanti asimmetrici.

Il versante esposto a Sud-Est (fig.16) è interamente occupato da calanchi che si estendono fino all'orlo esterno del terrazzo sovrastante.

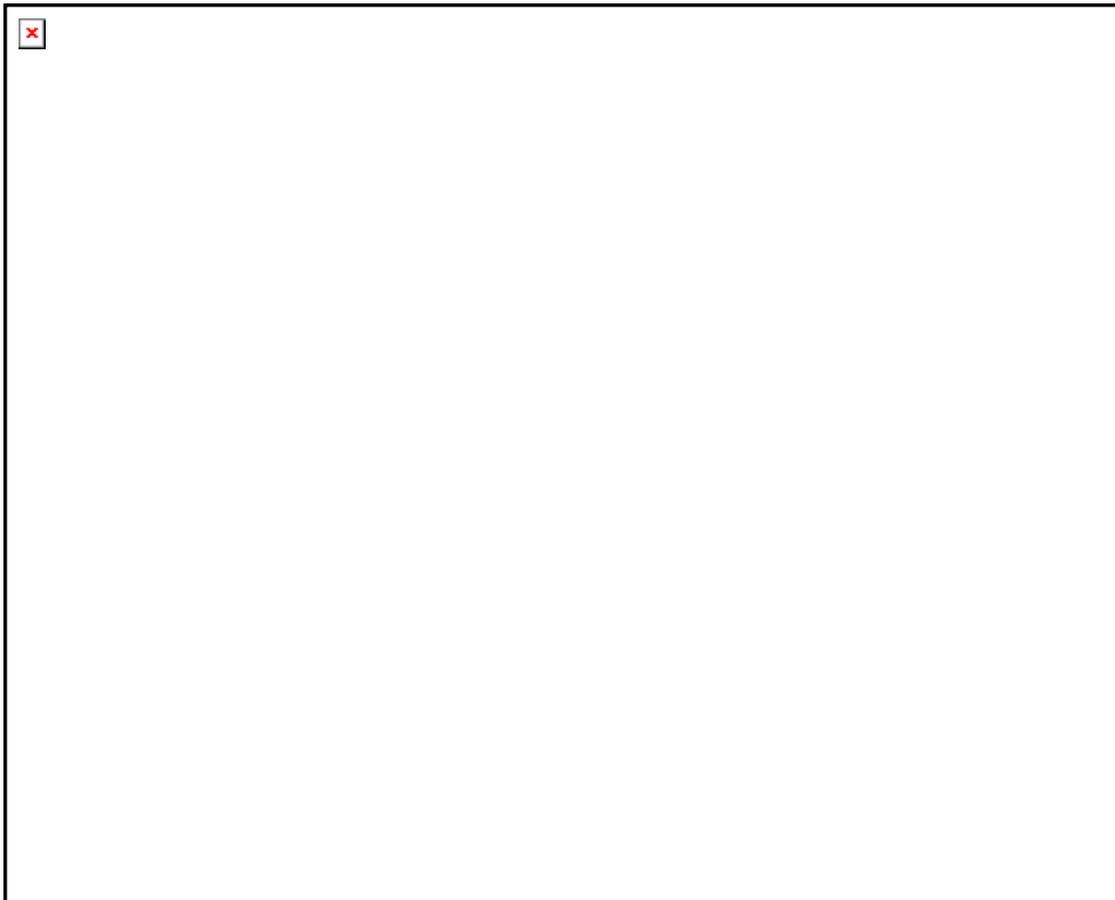


Fig.16 Versante esposto a SE

Il versante è suddiviso in una serie di vallecole disposte a spina di pesce fortemente incise.

Tali vallecole sono delimitate da creste affilate, con pendenze che spesso raggiungono e superano i 45° .

Possiamo definire queste morfologie come calanchi di tipo A (Rodolfi e Frascati, 1979) sui quali le acque di ruscellamento superficiale concentrato incidono forme molto marcate ed aguzze, costituite da profondi solchi con sezione trasversale a V.

Come per le forme precedenti la parte interna è più compatta e massiva, mentre, la superficie esterna delle pareti è molto sottile e microfratturata con fratture multidirezionali ed è interessata da fasce d'ossidazione con orientazione sia sub-orizzontale che obliqua. I *pipes* sono innumerevoli, si dispongono su tutto il versante calanchivo, e mediamente non superano i 50 cm di diametro. La vegetazione è assente su tutto il versante tranne che nella parte bassa dove è comunque scarsa e di tipo erbaceo

A quote diverse, si osserva la presenza di intercalazioni sabbiose, con spessori che vanno dai 40 cm circa nella parte sommitale a più di un metro nella parte centrale.

Il ruscellamento superficiale rappresenta comunque l'agente morfogenetico principale.

Il versante con esposizione N-E (fig.17) è situato al di sotto del lembo di terrazzo marino calcarenitico con maggiore estensione rispetto agli altri presenti nell'area ed è interessato da frequenti ed intensi movimenti di massa, distinguibili in colate e scorrimenti rotazionali che dalla testata si muovono fino al piede del versante.



Fig.17 Versante esposto a NE

La vegetazione abbondantemente sviluppata ricopre quasi l'intero versante, sul quale si rinvengono spesso blocchi calcarenitici provenienti dalle scarpate sommitali del terrazzo sovrastante per fenomeni di crollo indotti dallo scalzamento al piede dei litotipi argillosi.

4.2 Caratteristiche morfologiche dei “calanchi” di Verzino

Le forme calanchive sono impostate prevalentemente sui versanti esposti a S e SO; inoltre si riscontra una asimmetria dei fianchi. Quelli esposti a Sud risultano maggiormente incisi e più acclivi; ciò è strettamente legato a cause microclimatiche, poiché lungo tali versanti prevale un forte disseccamento, a causa di una prolungata insolazione, che determina la formazione di fessure da disseccamento; esse nelle stagioni piovose favoriscono fenomeni di incanalamento delle acque e conseguente erosione concentrata; sui versanti rivolti a Nord, invece, una prolungata umidità ed un conseguente maggiore sviluppo e continuità della vegetazione, riduce i processi di dissezione.

La pendenza dei versanti assume valori diversi a seconda dell'entità e del tipo di processo erosivo. In particolare il bacino è interessato nelle testate, oltre che dai processi lineari da scivolamenti traslativi che evolvono in colate; localmente lungo l'asta principale le colate danno origine ad un “*glacis*” di accumulo, con una pendenza di circa 24°.

Dall'osservazione delle forme calanchive, rinvenibili nell'area in esame, si evince un prevalenza di calanchi prodotti da processi di dissezione non particolarmente marcati e da movimenti in massa superficiale. Detti morfotipi, caratterizzati da vallecole relativamente ampie, displuvi dal profilo non molto affilato, sono classificati da Rodolfi & Frascati (1979) come “calanchi di tipo B”(fig.18)



Fig.18 Bacino calanchivo di Verzino

Lungo i pendii dei versanti si riscontra la presenza di strutture di “*piping*”, queste ultime sono collocate prevalentemente nella zona medio alta dei versanti, hanno dimensioni differenti che aumentano man mano che si risale il calanco; mentre nella parte bassa risultano rari e di piccole dimensioni.

Inoltre si è rilevato, nelle aree dove prevalgono i processi gravitativi, i *pipes* risultano più abbondanti.

Sui versanti, inoltre, sono state rilevate diffuse efflorescenze saline, sulle quali sono state eseguite analisi diffrattometriche ai raggi X con lo scopo di determinare i componenti mineralogici e di chiarirne, se possibile, la genesi (fig.19).



Fig.19 Particolare delle efflorescenze saline

Per il campionamento l’area calanchiva è stata suddivisa in cinque stazioni, per ognuna delle quali è stato misurata la pendenza del versante, del crinale e del canale e prelevati i campioni per le successive analisi di laboratorio.

Il campionamento è stato effettuato tenendo in considerazione la presenza di una parte interna più compatta e massiva con fratture di tipo concoide, con granulometria molto fine ed una crosta esterna di spessore centimetrico molto disseccata e fratturata; In funzione della variabilità morfologica dalla testata fino al fondo valle, è stata effettuata una campionatura muovendosi dalla parte alta a quella bassa. Nella regione in esame le morfologie calanchive presentano uno sviluppo modesto se confrontato con i calanchi di altre zone (ad esempio Crotone).

4.3 Caratteristiche morfologiche dei “calanchi” di S.Sisto

L'area di studio è situata nel territorio di San Vincenzo La Costa. Ha un'estensione di **circa Km.** il clima è di tipo mediterraneo; infatti, l'evapotraspirazione oscilla tra 750 e 850 mm annui, ma le variazioni di umidità del terreno sono notevoli.

Le morfologie prodotte dall'azione di un ruscellamento concentrato, si presentano nel loro aspetto più tipico come un sistema di vallecole, tra loro divise da creste. Esse si dispongono in maniera tale da riprodurre un reticolo idrografico dendritico.

Le caratteristiche morfologiche mettono in evidenza un'evoluzione in cui l'azione accelerata concentrata delle acque di ruscellamento determina il modellamento di valli con forma a V evidente (fig.20), soprattutto nei solchi minori, il collettore principale presenta un'acclività inferiore rispetto ai solchi e di entità tale da permettere l'accumulo di materiale trasportato dalle acque superficiali o da fenomeni gravitativi, che si verificano durante le precipitazioni più intense (fig.21). Questo materiale successivamente è soggetto alla colonizzazione di vegetazione erbacea; nei periodi di precipitazione più intensa le piogge incidono il deposito per tutto il suo spessore e, in base al contenuto di acqua, può riattivarsi per gravità e fluire fino al piede del versante.



Fig.20 Bacino calanchivo di S.Sisto



Fig 21 Particolare della colata principale

Secondo la classificazione di Frascati (1979), tali calanchi sono di tipo B, cioè si formano su substrati più argillosi che danno origine ai morfotipi più arrotondati e meno incisi.

I calanchi sono impostati sui versanti esposti a SO, sui quali l'intensità della radiazione solare è maggiore, cioè è strettamente legata a cause microclimatiche, poiché lungo tali versanti prevale un forte disseccamento, a causa di una prolungata insolazione, che favorisce fenomeni di incanalamento delle acque e conseguente erosione concentrata; sui versanti rivolti a Nord, invece, una prolungata umidità ed un conseguente maggiore sviluppo e continuità della vegetazione, riduce i processi di dissezione, favorendo invece fenomeni di instabilità e dissesto a causa dell'imbibizione e plasticizzazione dei materiali argillosi.

Anche nell'area di S.Sisto i versanti calanchivi presentano una parte interna più compatta e massiva con fratture di tipo concoide, con granulometria molto fine ed una crosta esterna molto disseccata e fratturata (fig.22).



Fig.22 Particolare della porzione esterna del calanco

4.4 Caratteristiche morfologiche dei “calanchi” di Caulonia.

Nell’area di studio di Caulonia sono stati scelti due bacini calanchivi, uno in località Archinà e l’altro in località Vasì. Il primo bacino è suddiviso in una serie di vallecole poco profonde e poco incise con pendenza dei fianchi che variano tra i 35° e 60°. Gli interfluvi tra i singoli bacini sono arrotondati e caratterizzati da dislivelli decimetrici. Lungo il collettore principale è possibile notare che le incisioni secondarie (tributari dell’asta principale) sono separate da speroni, grossomodo trasversali al vallone principale, alti circa 1-2 m. Essi rappresentano residui di strati che presentano maggiore resistenza all’erosione, che rimangono aggettanti rispetto alla cresta degli impluvi per fenomeni di morfoselezione(fig.23).



Fig.23 bacino calanchivo di Archinà

I processi di degradazione sono molto attivi in tutta l’area e numerosi fenomeni gravitativi interessano i versanti calanchivi; essi sono caratterizzati da scorrimenti traslativi localizzati lungo gli impluvi secondari che evolvono in colate fluido-plastiche, che vanno un corpo di colata di maggiori dimensioni situata sul fondovalle dell’asta principale (fig.24).



Fig. 24 Particolare della colata

Nel tempo si è notata la dissezione del corpo di frana, determinando la formazione di sistemi di *rill* e *gully*.

In superficie i versanti appaiono intensamente fratturati, molto porosi, mentre la parte interna risulta compatta e massiva, con le caratteristiche fratture concoidi (fig.25); nella porzione interna, inoltre, si osservano concrezioni di ossidi di ferro-manganese. Su tutta la superficie esterna si segnala la presenza di fasce di alterazione ad andamento variabile.



Fig. 25 Particolare della porzione esterna e interna del calanco

Nel secondo bacino, in località Vasì, il bacino si presenta come una biancana terrazzata a diversa quota (fig.26). Tale morfologia è imputabile all'azione dell'uomo, che agisce come agente morfogenetico di primaria importanza. Probabilmente la morfologia attuale è effetto di una intensa attività agricola che ha provocato il progressivo smantellamento e rimaneggiamento delle morfologia originaria.

La biancana presenta una superficie esterna intensamente frantumata, molto friabile, è costituita da livelli sovrapposti che tendono a rompersi facilmente quando sono soggetti ad uno leggero sforzo; presenta appariscenti fasce di alterazione che interessano tutta la superficie esterna soprattutto lungo le linee di massima pendenza., di forma rettangolare e di larghezza variabile da pochi decimetri a qualche centimetro. La porzione interna si presenta molto coesa, con fratture concoidi.

Tutta la biancana è dissecata da un profondo *gully* , che taglia trasversalmente la morfologia.



Fig.26 bacino calanchivo di Vasì

4.5 Descrizione Foto Aeree del Bacino di “Vrica”

Le osservazioni sono rivolte in particolare agli aspetti morfologici dell'area.

Il paesaggio è caratterizzato da una fitta sequenza di forme calanchive, da assenza di vegetazione arborea e dalla presenza sporadica di vegetazione erbacea ed arbustiva; è il tipico paesaggio delle argille plastiche sottoposte ad una intensa erosione.

Le forme d'erosione di tipo calanchivo sono impostate prevalentemente sul lato rivolto a Est, verso mare, ed i versanti risultano scomposti in diversi bacini che presentano un reticolo idrografico di tipo dendritico.

Si evidenzia la presenza di vallecole asimmetriche, caratterizzate da fianchi opposti con diversa pendenza, cioè quelli sulla in sinistra orografica, risultano avere una pendenza maggiore rispetto a quelli in destra.

I versanti appaiono molto inclinati, e le pendenze più elevate si riscontrano sul fianco che delimita il lembo di terrazzo a quota più elevato nella zona più meridionale dell'area e nella zona verso Capo Colonna.

Gli strati lungo i versanti appaiono inclinati verso N-E con giacitura a reggipoggio.

La vegetazione di tipo erbaceo è poco sviluppata in tutta l'area, è presente in maggior quantità sui versanti dei bacini calanchivi esposti a Nord.

Dall'osservazione si evince che l'intera area esposta verso mare è interessata da fenomeni gravitativi in gran parte di tipo scorrimento e colamento.

Il versante più interessato da questi fenomeni è quello situato più a Sud, culminante con uno dei lembi di terrazzo avente una estensione areale di circa 1 Km².

I versanti dei bacini calanchivi rivolti a Ovest presentano delle morfologie non omogenee. Infatti, è possibile individuare dei bacini al cui interno l'erosione concentrata è più blanda e i fianchi appaiono poco disseccati, mentre altri dove i calanchi sono maggiormente incisi e con caratteristiche simili ai versanti esposti a Est.

La morfologia più dolce è dovuta presumibilmente a fattori di tipo antropico, poiché nella zona si notano interventi di tipo agricolo ed edilizio, in cui i calanchi sono stati quasi totalmente rimodellati; emergono solo dei piccoli testimoni di un passato paesaggio calanchivo.

Oltre alle forme legati a processi di tipo idrico e gravitativo uno dei particolari che più risaltano all'osservazione è la presenza di lembi di superfici sub-pianeggianti, situate alla massima altezza dell'intera area che è all'incirca di 160 m s.l.m.

Queste superfici hanno una direzione di allungamento circa N-S e un andamento sub-orizzontale.

Le superfici, vicino alla città di Crotona, hanno una inclinazione predominante verso Ovest.

Queste superfici, di estensione non particolarmente vasta, sono ricoperte da vegetazione erbacea e suoli molto rimaneggiati a causa delle colture agricole.

Tra queste una presenta nella parte centrale un collasso verso l'entroterra, che si può ricondurre a un fenomeno gravitativo o di morfoselezione a causa di diversa litologia.

Verso sud riscontriamo altri lembi terrazzati prima di arrivare alla zona più vasta di terrazzo che racchiude l'intera area a Sud.

4.6 Stazione sperimentale

Allo studio dei caratteri morfologici e chimico-fisici delle morfologie calanchive si è affiancata una stima dell'entità dell'erosione, condotta attraverso un monitoraggio diretto in campagna. Le misure dirette sono state effettuate mediante di capisaldi metallici. Infatti, per calcolare la misura delle variazioni topografiche locali sono stati collocati semplici paletti in metallo lungo creste e valloni dei calanchi di Crotone e S.Sisto, utilizzando un metodo empirico già testato da altri autori (Ciccacci et al., 2003; 2006). I paletti di sezione circolare e lunghezza di 80 cm sono stati infissi a profondità variabili in funzioni delle condizioni dei litotipi (fig.27).



Fig.27 Particolare dei capisaldi metallici

Le letture sono state integrate da uno studio morfologico e da un monitoraggio fotografico. Le misure sono state effettuate da un valore iniziale che corrisponde all'altezza del paletto rispetto alla superficie topografica al tempo in cui viene collocato; le modifiche di tali misure ci danno informazioni sui processi di erosione o accumulo che avvengono in corrispondenza del paletto.

Nella prima zona campione di Crotone, sono stati infissi lungo un canale di una bianca 9 paletti, e lungo un crinale 4 paletti, su cui sono state effettuate misure a cadenza stagionale. Lungo il canale il primo capisaldo è stato posizionato alla base del versante (fig.) ad una distanza di circa 7 metri dalla testata del calanco, mentre le altre 8 paline all'interno del canale. Nella tabella 1 e nei grafici 1-2 sono riportate le variazioni della superficie topografica misurate nel periodo marzo 2006 - marzo 2007. Dalla tabella si evince che nel complesso il canale è soggetto ad erosione nella stagione invernale mentre nella stagione primaverile (maggio) si nota una fase

di accumulo. In particolare, in corrispondenza dell'ultimo paletto si ha un accumulo di materiale proveniente dalla parte alta del calanco stesso.

Anche lungo il crinale i capisaldi metallici mostrano una tendenza all'erosione (tabella), soprattutto nei periodi in cui le piogge sono concentrate e abbondanti (gennaio 2007).

distanze paletti	29/3/2006	29/5/2006	23/1/2007	2/03/2007
0	20,8	21,1	19,6	19,6
72	9	9	8	8
157	25,6	26,2	22,5	24,2
314	28,3	27,8	26,6	25,6
422,5	23,3	24,4	22,6	22,6
510,5	29,8	30,4	28,6	27,6
619,5	23,2	23	22,4	22,4
718,5	37,8	38,8	34,6	33,1

Tabella 1. Variazioni della superficie topografica misurata in cm nel periodo marzo 2006-marzo 2007 nella stazione di Crotone lungo il canale

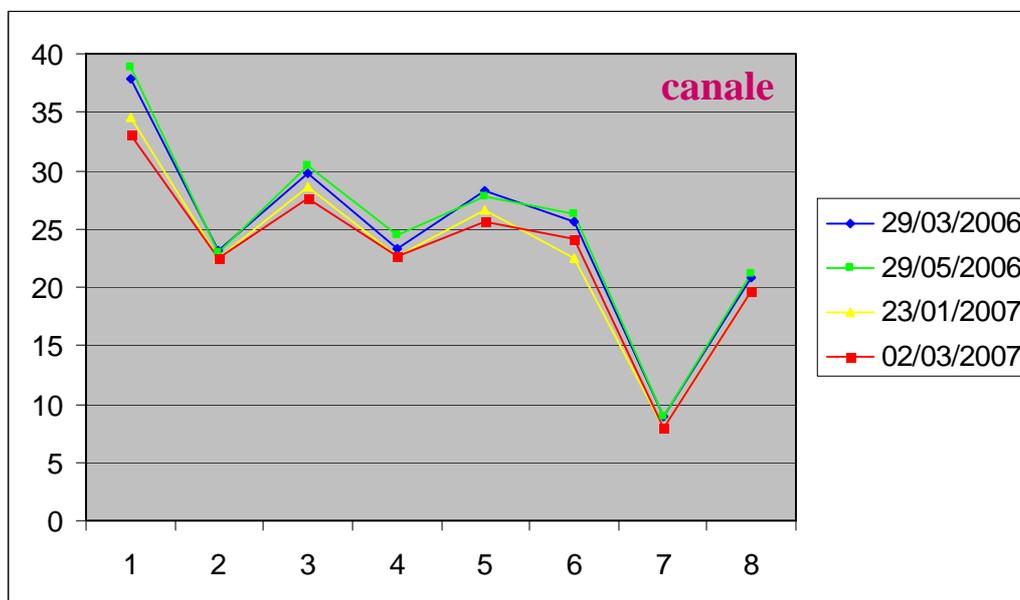


Grafico 1. Evoluzione del canale da febbraio 2006 a febbraio 2007 nell'area di Crotone

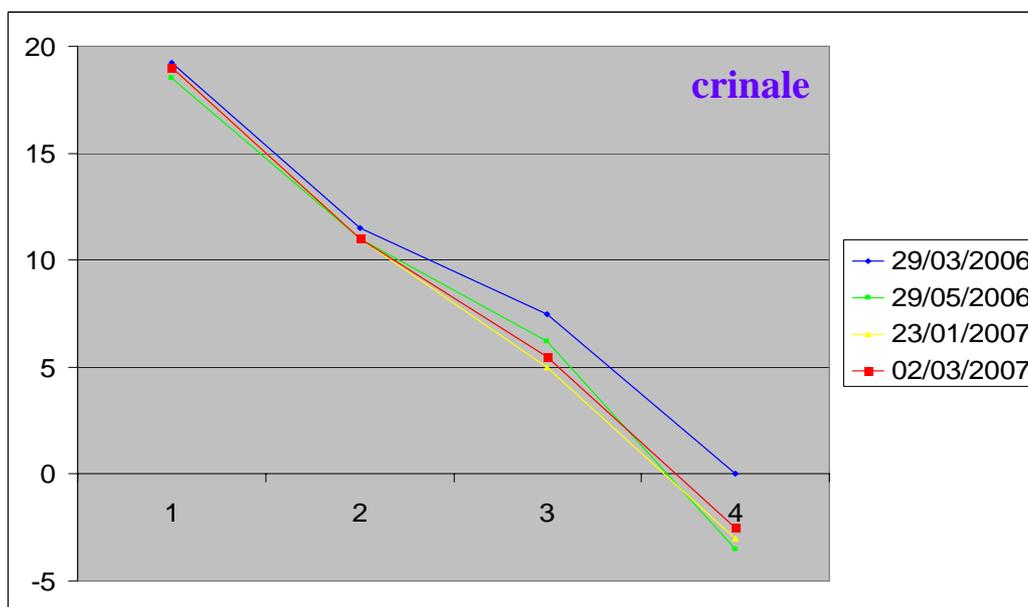


Grafico 2. Variazione del profilo del crinale nell'area di Crotone

Nella seconda area campione di S.Sisto, oltre ai capisaldi lungo un crinale (6 paletti) e un canale (4 paletti) sono stati collocati dei paletti anche sull'orlo superiore del calanco. Dall'osservazione dei dati, poi riportati nei grafici e dall'analisi della tabella 2 relative alle misure, rispetto alla superficie topografica, si nota una prevalenza complessiva all'erosione, intervallata però da una fase di accumulo durante il mese di febbraio 2007; infatti, in corrispondenza del primo paletto, posizionato alla base del versante, e del secondo, si ha un accumulo medio di 1-2 cm/annui. Molto interessante appare sottolineare come in corrispondenza della testata del versante, alcuni paletti nell'ultima lettura (febbraio 2007) non erano più presenti. Le osservazioni condotte (grafico 4,5 e 6) hanno stabilito che l'arretramento della testata del calanco è legata a frane per colamento o traslative che hanno determinato la scomparsa di questi capisaldi. Il monitoraggio ha consentito, quindi, di determinare l'arretramento annuale della testata del calanco stesso, che è pari a 2-3 cm/anno.

distanza paletti	17/03/2006	09/05/2006	02/02/2007
120	0	3	3
258	16	16,5	13,4
428	15	16	11,5
592	6,5	5	0,8
732	10	9	4
734,65	12,5	11	7,8

Tab.2 Variazioni sulla superficie topografica misurata in cm nell'area di Crotone lungo il crinale

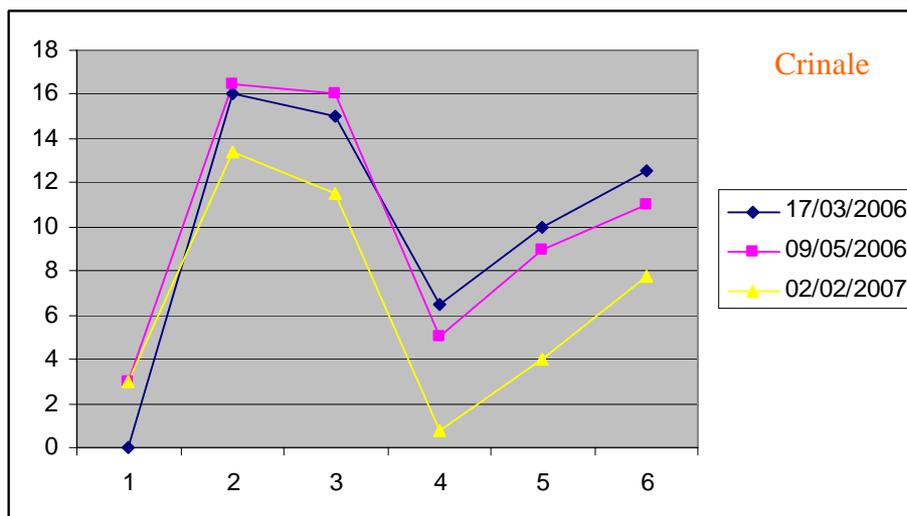


Grafico.4 Variazione dei capisaldi lungo il crinale a S.Sisto

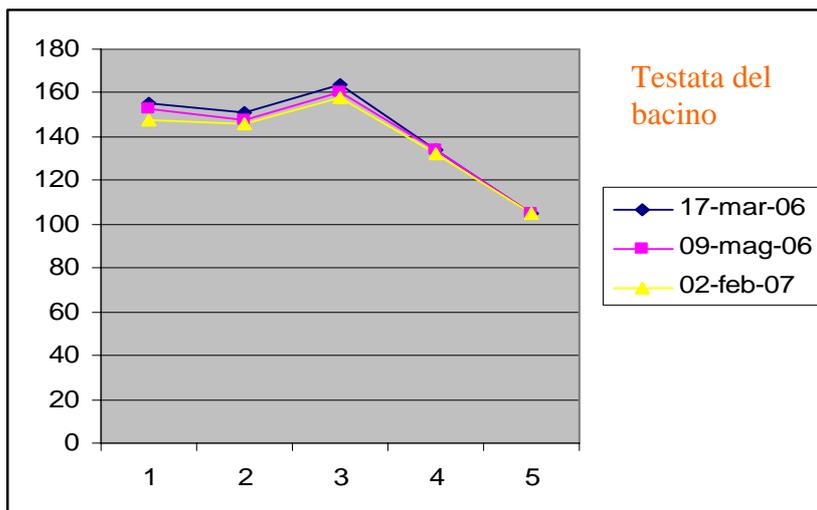


Grafico.5 Variazione dei capisaldi sulla testata del calanco a S.Sisto

distanza paletti	17/03/2006	09/05/2006	02/02/2007
0	20	23	19
115	19	21	12,4
226,5	25	28	28
344,5	19	19	20,5

Tab.2 Variazioni sulla superficie topografica misurata in cm nell'area di S.Sisto

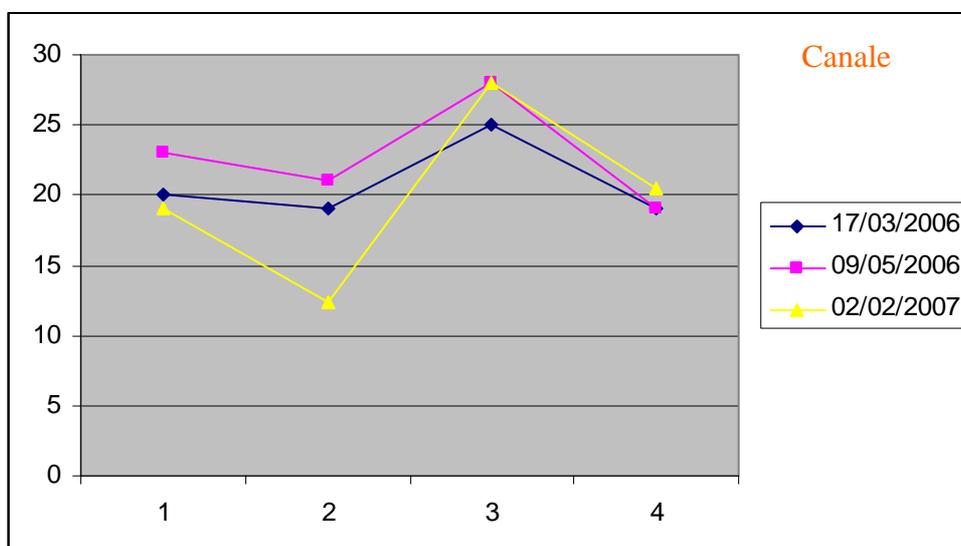


Grafico 6. Evoluzione del canale nell'area di S.Sisto

L'insieme delle informazioni ci ha consentito di determinare l'importanza e il peso dei processi erosivi. In particolare sia lungo il canale che lungo il crinale si è rilevata una generale tendenza all'erosione anche se in corrispondenza di alcuni paletti si osserva accumulo.

Nelle aree di Crotone e S.Sisto, i ritmi di erosione a breve termine presentano valori medi di 1-2 cm/anno, coerenti con i valori riportati per altre aree calanchive italiane (ad es. Del Prete et al., 1997; Cicacci et al., 2006; Della Seta et al., 2007). In particolare i ritmi di erosione risultano simili per le due aree esaminate, ma mostrano un comportamento differente tra i crinali e gli impluvi; infatti, i dati relativi ai crinali mostrano ritmi di erosione maggiori rispetto alle linee di impluvio. Perché sebbene tali morfologie siano legate all'approfondimento verticale dei solchi, tale comportamento potrebbe essere dovuto alla maggiore energia di rilievo tra cresta e vallone.

CAPITOLO 5

5.1 Analisi chimiche e fisiche

In questo paragrafo vengono presentati i risultati delle analisi di laboratorio, sintetizzati nelle tabelle 3-23

5.1.1 Analisi chimiche e fisiche dell'area di Crotone

Le analisi granulometriche mettono in evidenza l'omogeneità dei campioni. Essi mostrano un'alta percentuale di limo, in cui tutti i valori in media superano il 60 %. Per quanto riguarda la percentuale di argilla tutti i campioni hanno valori che si aggirano intorno al 34 %, mentre fa eccezione il campione "atlantis", dove tale frazione raggiunge il 43 %. La percentuale di sabbia è bassa per tutti i campioni, generalmente < 6 % ma raggiunge il valore massimo di 8,57 % nel campione "pipe 4 inferiore atlantis", e il valore minimo pari a 1,62 % nel campione "crosta atlantis alto" (tab.4)

I dati riportati nel diagramma di Shepard ricadono tutti nell'area dei limi argillosi (fig.28)

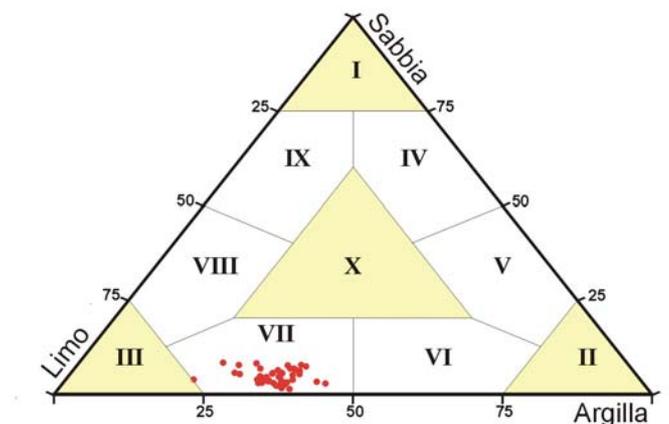


Fig.28 Diagramma di Shepard dell'area di Crotone

La reazione dei campioni generalmente varia da fortemente alcalina a alcalina; i valori più alti di pH si registrano nel campione interno alto versante SSO dove raggiunge il valore di 9,31, mentre il valore più basso si individua nel campione pipe 2 centrale intermedio (il valore è 7,32).

La conducibilità elettrica ha valori compresi tra 0,81 e 7,06 mS/cm.

Il carbonato di calcio totale ha valori medi intorno al 19 %, con valore minimo pari al 13,7 %, e valore massimo pari a 24,2 %.

Dalle analisi in fluorescenza ai raggi X si evince che i valori più alti si rilevano per alluminio, con valori compresi tra il 15,41 % e 16,67, per il silicio, con valori compresi tra 50,84 e 54,66, determinati dalla presenza di minerali alluminosilicati (minerali argillosi, plagioclasti), e per il calcio con valori compresi tra il 11,46 e 16,78, legato alla presenza di carbonato di calcio. Tutto ciò è conforme al substrato argilloso su cui le morfologie calanchive si impostano. I valori più bassi sono quelli del manganese con valori < 0,14 %; del fosforo con valori < 0,5 %, del sodio con valori < 5 %, del potassio con valori compresi tra il 1,10 % e il 4,97 % e del titanio con valori < 0,82 %. Il ferro presenta valori tra il 6,54 e 7,35.

La determinazione dei sali solubili evidenzia la presenza abbondante di sodio e di solfato e cloro (tabella 16).

Il SAR (indice di adsorbimento del sodio) assume valori medi pari a 32,47, con valori compresi tra 11,42 e 70,91 (tabella 20).

I limiti di Atterberg mostrano valori medi del limite di liquidità (Wl) pari a 48,08, del limite di plasticità (Wp) pari a 32,01, l'indice di plasticità (Ip) pari a 16,06, Ic pari a 2,76 e attività (A) pari a 0,45. I valori sono stati riportati sul diagramma di plasticità di Casagrande, in base al quale i campioni risultano appartenere al campo delle argille inorganiche a media plasticità e limo inorganici di media compressibilità (fig.29).

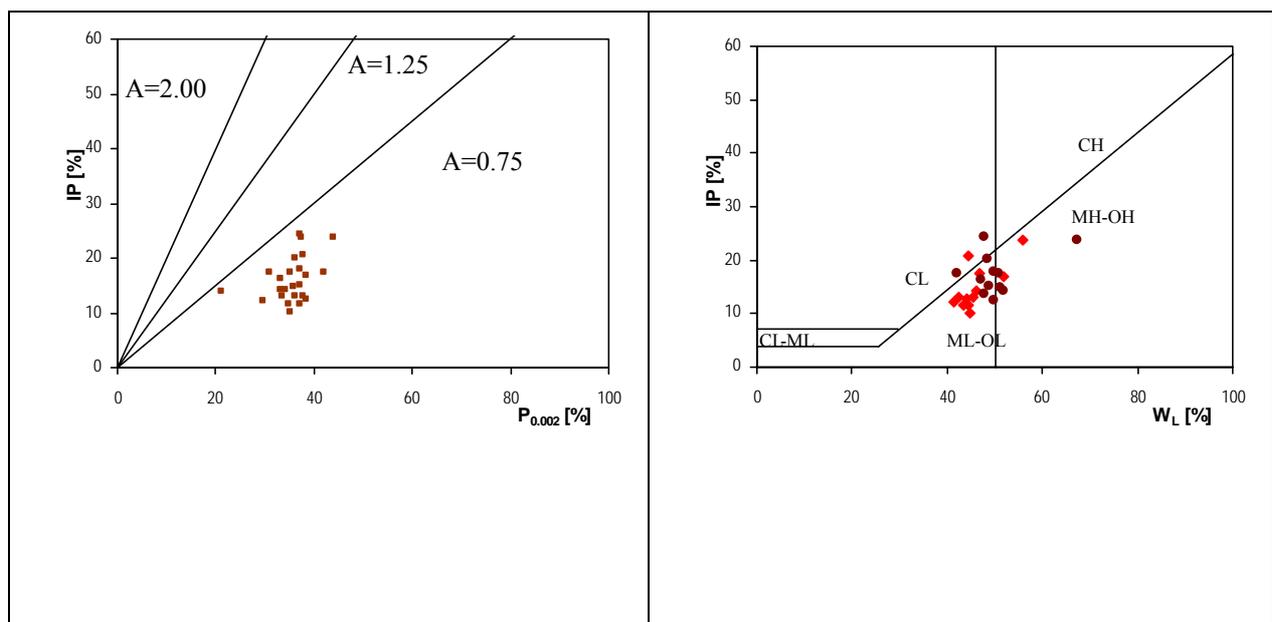


Fig.29 Carta di Attività e di Casagrande dell'area di Crotone

5.1.2 Analisi chimiche e fisiche dell'area di Verzino

Dall'analisi granulometria si evince come i campioni presentano caratteri simili. Essi mostrano una alta percentuale di limo, in cui tutti i valori in media superano il 50 %. Per quanto riguarda la percentuale di argilla presenta valori medi del 34 %. La percentuale di sabbia è bassa per tutti i campioni, con valori medi di 8,4% ma raggiunge il valore massimo di 28,5 % nel campione “C2 alto pipe inferiore”, e il valore minimo pari a 1% nel campione “C1 alto interno”.

I dati riportati nel diagramma di Shepard ricadono tutti nel campo dei terreni limo-argillosi (fig.30) ad eccezione del campione “C2 alto pipe inferiore”.

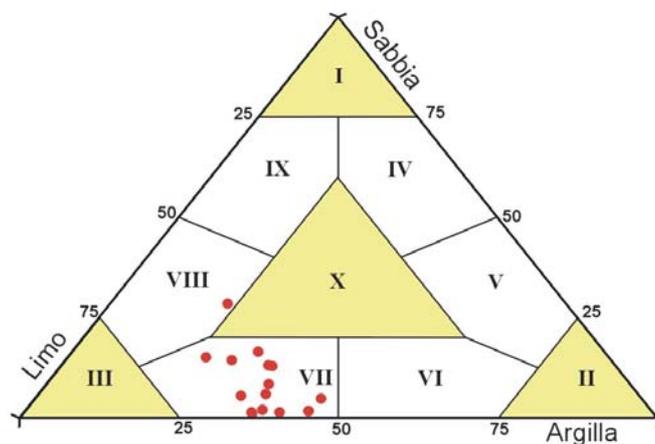


Fig.30 Diagramma di Shepard dell'area di Verzino

Il pH dei campioni generalmente varia da alcalino a debolmente alcalino; i valori più alti si registrano nel campione “C3 alto pipe superiore” (pH = 8,15), mentre il valore più basso si individua nel campione “C4 basso pipe inferiore” (pH = 7,45).

La conducibilità elettrica ha valori compresi tra 1,21 e 10,09 mS/cm.

Il calcare totale ha valori medi intorno al 9 %, con valore minimo pari al 1 %, e valore massimo pari a 13,6 %.

Le analisi XRF mostrano elevati valori di alluminio e silicio legati alla natura allumisilicatica dei minerali prevalenti. Infatti i valori più alti si osservano per alluminio con valori compresi tra il 12,95 % e 14,58, per il silicio, con valori compresi tra 48,67 e 52,26 e per il calcio con valori compresi tra il 7,85 e 10,31, il quale a sua volta è funzione della abbondanza di carbonato di calcio. I valori più bassi sono quelli del manganese con valori < 0,07 %; del fosforo con valori <

0,12 %, del titanio con valori < 0,6 %. Il sodio presenta valori medi pari a 1,75, il potassio e il magnesio assumono valori pressoché costanti con valori medi rispettivamente del 2,32 e 3,25. Il ferro presenta valori medi pari a 4,82.

Dallo studio dei sali solubili si evince l'abbondanza di sali, i cationi più abbondanti, sono rappresentati dal sodio (635-2060 ppm) e tra gli anioni dal solfato (valore max: 2532 ppm) e dal cloro (valore max 1572,84) (tabella 17).

Il SAR raggiunge valori medi pari a 31,6 con valori compresi tra 14,76 e 38,91 (tabella 21).

I limiti di Atterberg mostrano valori medi del limite di liquidità (Wl) pari a 44,62, del limite di plasticità (Wp) pari a 24,7, l'indice di plasticità (Ip) pari a 18,73, l'indice di consistenza (Ic) pari a 2 e attività (A) pari a 0,59. I valori sono stati riportati sul diagramma di plasticità di Casagrande, in base al quale risultano essere argille inorganiche di media e alta plasticità (fig 31); inoltre, quasi tutti i campioni risultano essere argille non attive.

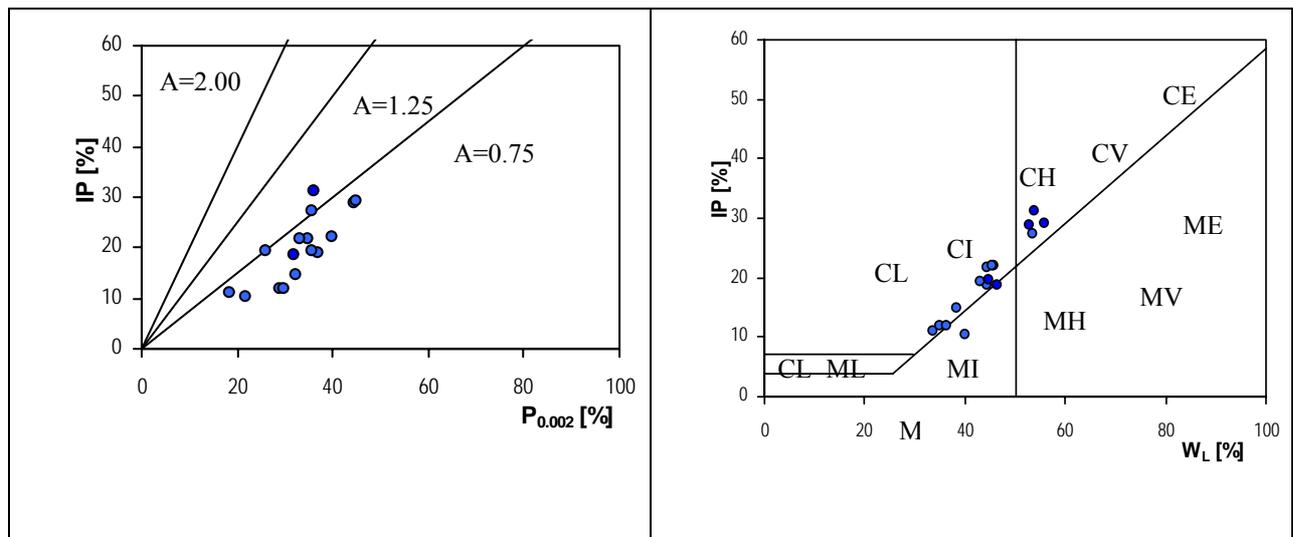


Fig. 31 Carta di attività e Carta di Casagrande dell'area di Verzino

5.1.3 Analisi chimiche e fisiche dell'area di S.Sisto

I campioni si presentano omogenei dal punto di vista granulometrico. La percentuale di limo, risulta in tutti mediamente superiore al 50 %. Per quanto riguarda la percentuale di argilla tutti i campioni hanno alti valori che si aggirano in media attorno al 39,8 %. La percentuale di sabbia è sempre bassa, in media pari a 5,3 %, ma raggiunge il valore massimo di 11,2 % nel campione “S.Sisto pipe superiore”, e il valore minimo pari a 1,3 % nel campione “S.sisto interno alto”.

I dati riportati nel diagramma di Shepard ricadono tutti nell'area dei terreni limo-argillosi (fig.32)

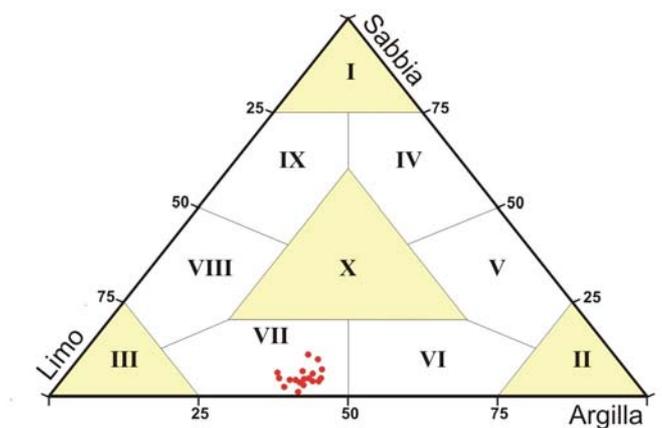


Fig.32 Diagramma di Shepard dell'area di S.Sisto

La reazione dei campioni comunemente varia da alcalina a debolmente alcalina; i valori di pH più elevati sono stati misurati nel campione “S.Sisto 7 interno alto Sx” dove raggiungono il valore di 8,04, mentre il valore più basso si rinviene nel campione “S.Sisto 3 esterno medio-alto Dx” (valore pari a 7,24).

La conducibilità elettrica è compresa tra 0,65 e 1,23 mS/cm.

Il carbonato di calcio ha valori medi intorno al 13,1 %, con valore minimo pari al 8,8 %, e valore massimo pari a 19,5 %.

La composizione chimica determinata in fluorescenza ai raggi X, mostra i valori più elevati per alluminio, calcio e silicio. I valori più bassi sono quelli di manganese, fosforo sodio e titanio. Il ferro presenta valori tra il 6,36 e 7,65.

Nei campioni di S.Sisto, gli ioni più rappresentativi, evidenziati dall'analisi dei sali solubili, sono il sodio, il potassio, il solfato e il cloro (tabella 18).

I valori dell'indice di adsorbimento del sodio risultano mediamente pari a 30,50 con minimo e massimo rispettivamente di 16,36 e 51,65 (tabella 22).

I limiti di Atterberg mostrano in tutti i campioni valori del limite di liquidità (Wl) superiori al 50 % tranne nel campione "S.Sisto pipe superiore" (45,23), valori medi del limite di plasticità (Wp) pari a 34,79, l'indice di plasticità (Ip) superiore al 15 %, Ic pari a 2,3 e attività (A) pari a 0,64. I valori sono stati riportati nel diagramma di plasticità di Casagrande, in base al quale i campioni possono essere considerati argille di alta plasticità, limo inorganici di alta compressibilità ed argille organiche (fig.33).

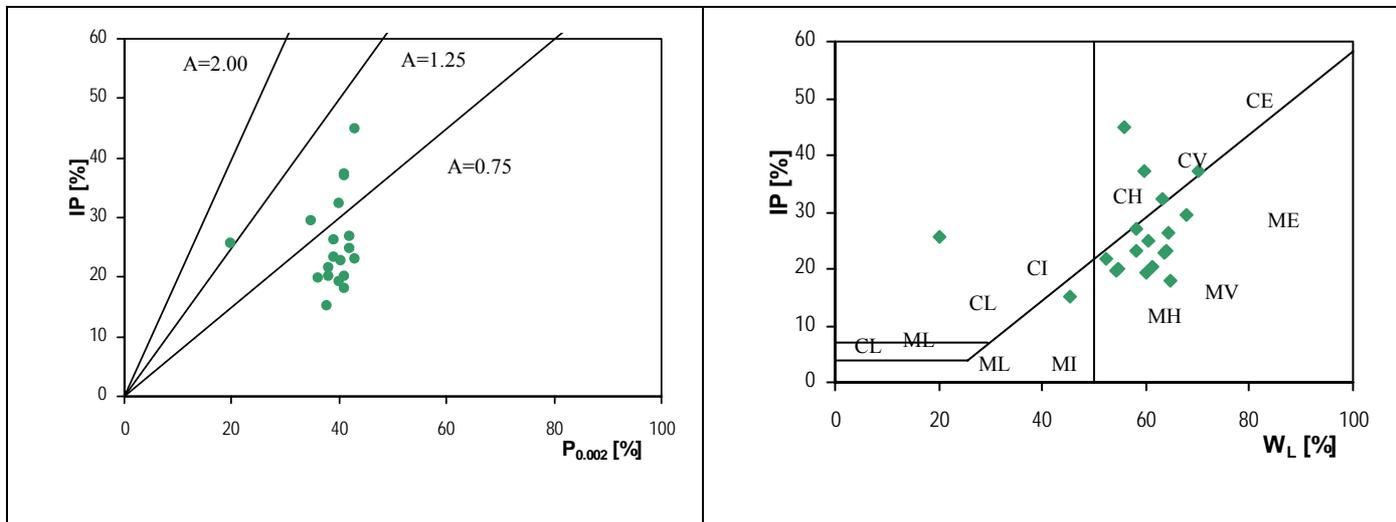


Fig.33 Carta di attività e Carta di Casagrande dell'area di S.Sisto

5.1.4 Analisi chimiche e fisiche dell'area di Caulonia

Dall'analisi della granulometria si nota come i campioni mostrano un'analogia distribuzione delle classi tessiturali. Essi presentano un'alta percentuale di limo, con valori medi pari a 55,7 %. Per quanto riguarda la percentuale di argilla tutti i valori medi si aggirano intorno al 42,7 %, con valori max pari a 66,9 % e valori minimi pari al 49,4 %. La percentuale di sabbia è bassa per tutti i campioni, generalmente < 2 %, raggiungendo il valore massimo di 5,6 % nel campione “vasi alto interno”, e il valore minimo pari a 0,2 % nel campione “archinà 4 sp medio-alto interno sx”. Il diagramma di Shepard, mostra come tutti i dati ivi riportati ricadono nel campo dei limi argillosi (fig.34)

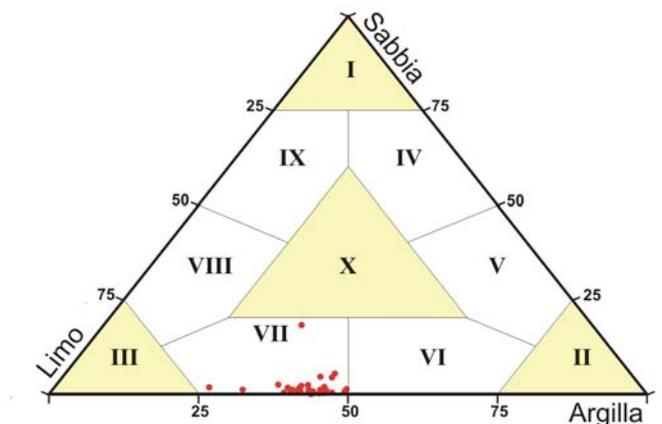


Fig. 34 Diagramma di Shepard dell'area di Caulonia

La reazione dei campioni generalmente varia da acido a alcalina; il valore più alto di pH si registra nel campione “Archinà alto dx” (8,79), mentre il valore più basso è stato misurato nel campione “Vasi 5 alto interno”(6,94).

I valori di conducibilità elettrica sono compresi nell'intervallo 0,59-5,05 mS/cm.

Il calcare totale è in media intorno al 23,6 %, con valore minimo pari al 13,6 %, e valore massimo pari a 31,5 %.

Le analisi in XRF hanno dato dei risultati conformi al substrato argilloso su cui le morfologie calanchive si impostano. I valori più alti si osservano per il silicio con valori medi pari al 39,75 %, per l' alluminio con valori medi pari al 13,06 %, e per il calcio con valori medi pari al 14,35%. Il ferro presenta valori medi del 4,9 %, mentre i valori più bassi sono quelli del manganese, del fosforo e del titanio.

La determinazione dei sali solubili ha fornito risultati che mostrano un'abbondanza di sodio, potassio, calcio, magnesio, solfati e cloro (tabella 19).

Il SAR è compreso tra 2,95 e 40,68, attestandosi su una media di 22.

I limiti di Atterberg mostrano valori medi del limite di liquidità (Wl) pari a 54,11, del limite di plasticità (Wp) pari a 35,26; l'indice di plasticità (Ip) è pari a 18,92, mentre l'indice di consistenza (Ic) è pari a 2,9 e l'attività (A) è pari a 0,46. I valori sono stati riportati sul diagramma di plasticità di Casagrande; Si evidenzia come si tratti di limi inorganici di alta compressibilità ed argille organiche (fig.35).

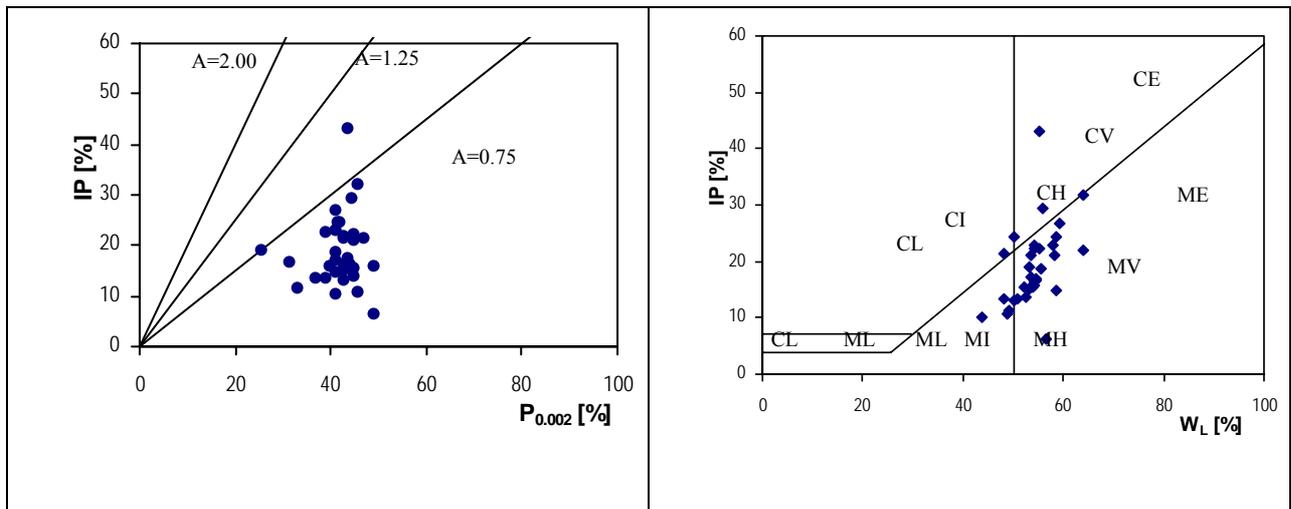


Fig.35 Carta di Attività e di Casagrande dell'area di Caulonia

5.2 Mineralogia delle argille

L'analisi XRD sulla frazione argillosa ($< 2 \mu\text{m}$) mostra come tutti i campioni esaminati sono caratterizzati da una costante dominanza di interstratificati illite-smectite (con componente di illite sempre maggiore o uguale del 50%), con ulteriore presenza di illite ($\sim 20\%$), caolinite ($\sim 10\%$) ed in minor misura di clorite ($\sim 8\%$), vermiculite e smectite ($\sim 1\%$) (Tabella e fig.36-37).

In tutti i campioni trattati con Mg sono evidenti i picchi $7,1-7,2 \text{ \AA}$ e $3,58 \text{ \AA}$, che si mantengono inalterati dopo tutti i trattamenti, ma scompaiono dopo aver raggiunto la temperatura di 550°C , indicando la presenza della caolinite.

Le tre riflessioni $9,8-10 \text{ \AA}$, $4,96-4,98 \text{ \AA}$ e $3,34-3,35 \text{ \AA}$, che permangono in seguito a tutti i trattamenti, sono diagnostiche della presenza di illite.

Il picco 14 \AA evidenziato nei campioni saturati col Mg, che espande (migrando verso bassi valori di 2θ) a $17-18,2 \text{ \AA}$ in seguito alla solvatazione con glicole etilenico e contrae a 12 \AA col K, fino a raggiungere valori di $\sim 10 \text{ \AA}$ nei trattamenti termici in tutti i campioni esaminati, ci indica la presenza di smectite. Laddove tale picco a 14 \AA , si evidenzia ancora nei campioni saturati con il K, può dare indicazione sia di clorite che vermiculite; quando nei trattamenti termici successivi ($335^\circ-550^\circ$) il picco ha conservato la stessa posizione, è stato possibile identificare la presenza di clorite, mentre quando si è contratto ad un valore intorno a 10 \AA dopo trattamento termico a 550° abbiamo individuato la vermiculite.

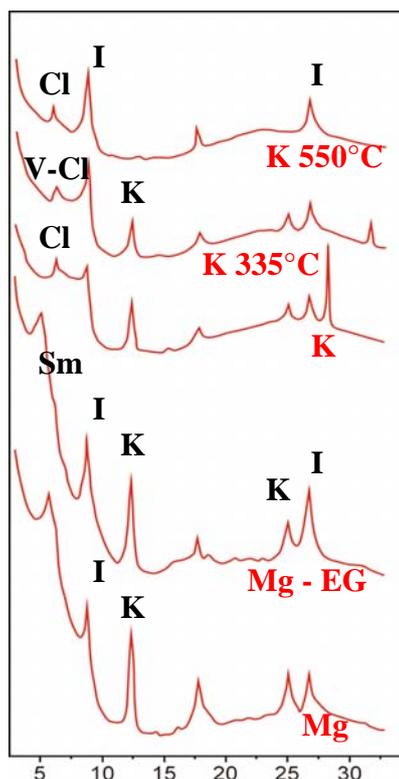
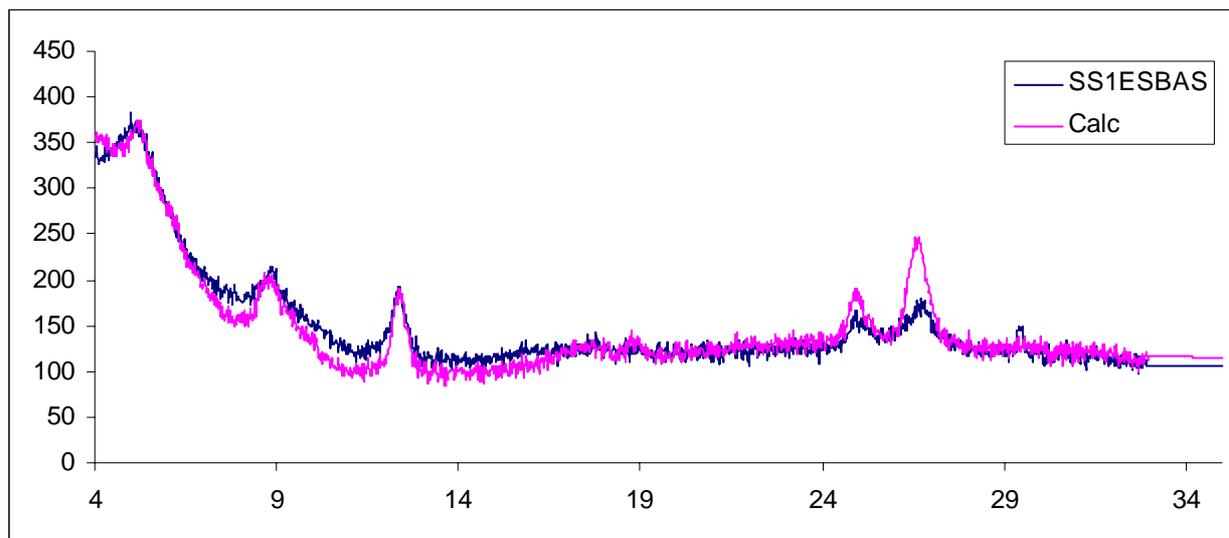


Fig.36 Esempio della mineralogia delle argille

	DISMECTITE	IS50R0	IS80R1	KAO5HC	MICA1	DIDICHLORITE
Coef. di moltiplicazione	0,000	0,010	0,010	0,003	0,005	0,002
Standard error	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
% fasi	0,0	0,9	0,9	0,3	0,5	0,2
% fasi argillose	0,11	32,0	32,6	10,9	16,7	6,7



r2	0,989907488
sigma	16,01407138
f	18917,82751
df	1543
ssr	38811887,91
sse	395703,0941

Fig. 37 Esempio di un'analisi quantitativa dei minerali argillosi

Inoltre è stata effettuata l'analisi diffrattometrica sulle efflorescenze saline, per capire la loro natura.

Le efflorescenze saline biancastre sono risultate costituite da calcite (CaCO_3) e tenardite (Na_2SO_4) nell'area di Crotona e Caulonia, mentre da calcite nell'area di S.Sisto e calcite, dolomite e anidride nell'area di Verzino (allegati).

5.3 Micromorfologia

Al microscopio ottico, sono state osservate le sezioni sottili preparate da alcuni campioni indisturbati rappresentativi di due aree (Verzino e Caulonia).

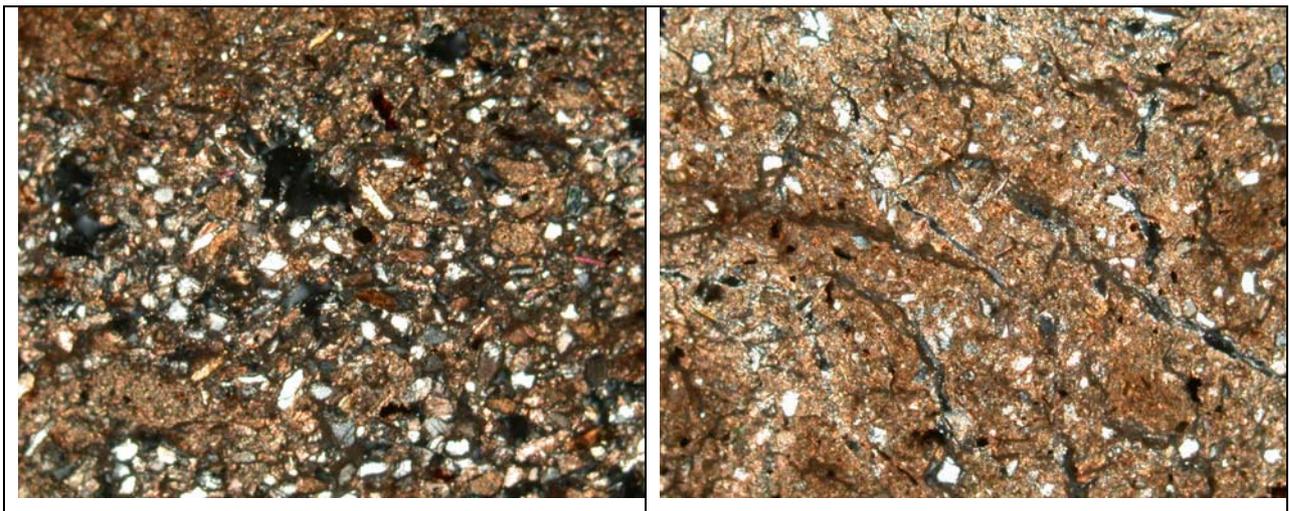
Vengono riportate di seguito le descrizioni delle sezioni sottili.

5.3.1. Verzino

In quest'area le sezioni sottili sono state ottenute dal prelievo di campioni della parte esterna che si presenta molto secca e friabile e interessata da microfratture "C1 alto (crosta)" ed dalla porzione superiore e centrale del *pipe* "C3 pipe alto (superiore + centrale)", per discriminare, in particolare, i caratteri della porzione esterna dei versanti e quelli dei *pipes*.

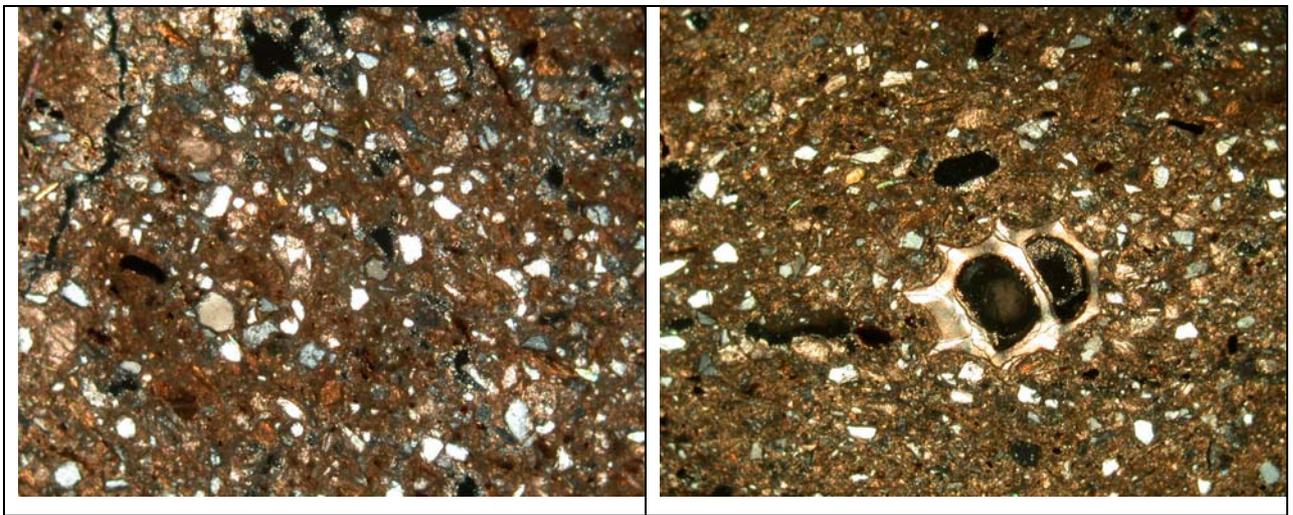
Sezione C1 alto

Presenta una matrice carbonatica-argillosa a grana arenacea. Si riconosce una bandatura, con bande più scure ricche di ossidi di ferro e bande chiare ricche di carbonati e minerali argillosi. Si riconosce una porosità primaria con bordi non regolari schiacciati, spesso associata a pori secondari con orli di cristallizzazione. I clasti presenti sono calcite, muscovite e quarzo. Essi si presentano arrotondati e mostrano una leggera isorientazione. Sono presenti, in quantità minime, fossili.



Sezione C3 pipe alto (superiore e centrale)

Presenta una struttura bandata, con bande chiare ricche di carbonati e argille e bande scure ricche di ossidi di ferro. La matrice è carbonatica argillosa a grana arenacea, ben classata e con domini anisotropi. Si riconosce una porosità primaria con contorni regolari e orli di cristallizzazione secondari, e pori primari a contorni irregolari schiacciati dovuti ad un regime di pressione orientata. I minerali presenti, abbondanti, sono calcite, muscovite, biotite, dolomite, quarzo, plagioclasti, clorite primaria e secondaria e glauconite; essi si presentano subangolari e solo alcuni fortemente angolari. Abbondante presenza di fossili (foraminiferi, gasteropodi e brachiopodi).



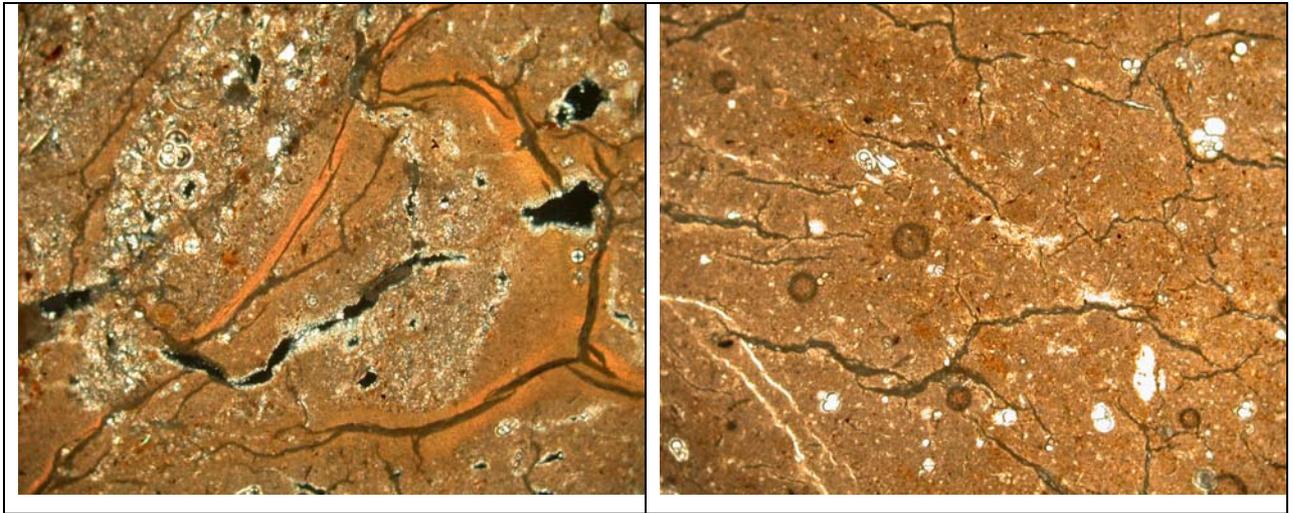
5.3.2 Caulonia

In quest'area le sezioni sottili sono state ottenute dai campioni prelevati dagli speroni, cioè dai residui di strati che presentano maggiore resistenza all'erosione: Arc sp ind 2, Arc sp ind 5, Arc sp ind 6.

Sezione Arc sp ind 2

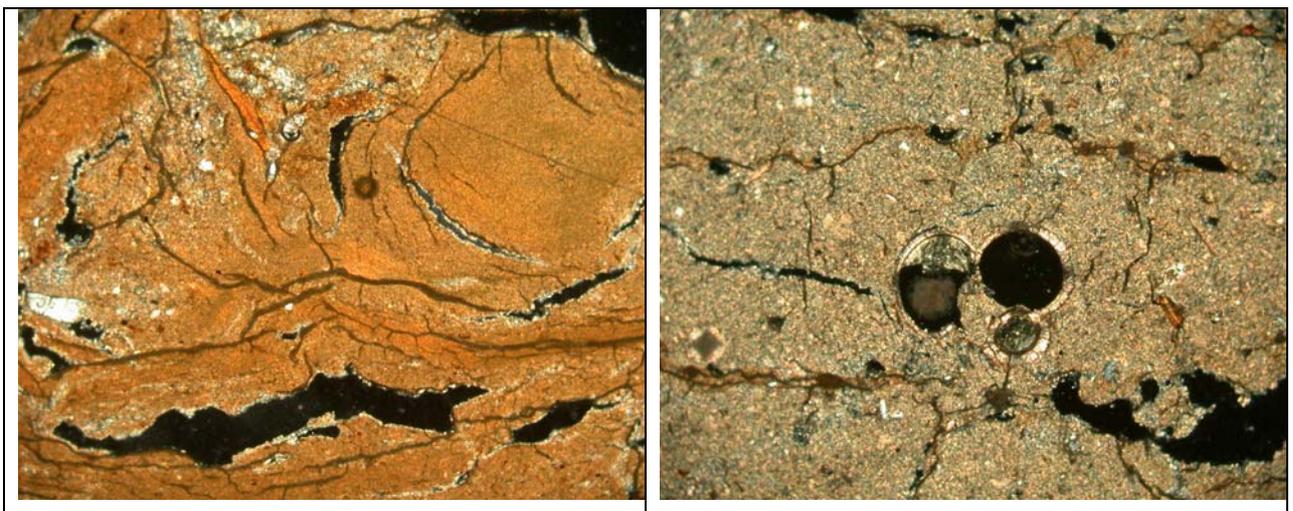
Presenta una matrice argillosa limosa a grana finissima, localmente a grana arenacea, struttura compatta, pori primari indeformati con orli regolari, e pori secondari con orli di cristallizzazione. Si individua una parte coesa e una parte meno coerente. La parte coesa è interessata da linee di frattura e pochi pori primari (arrotondati); sulla parte meno coerente aumenta la percentuale di pori, alcuni schiacciati con presenza di orli di cristallizzazione. I clasti presenti sono sia di natura

inorganica (quarzo, calcite, dolomite, biotite e muscovite) che organica (fossili). Sono presenti pellicole di argilla e ossidi di ferro e manganese.



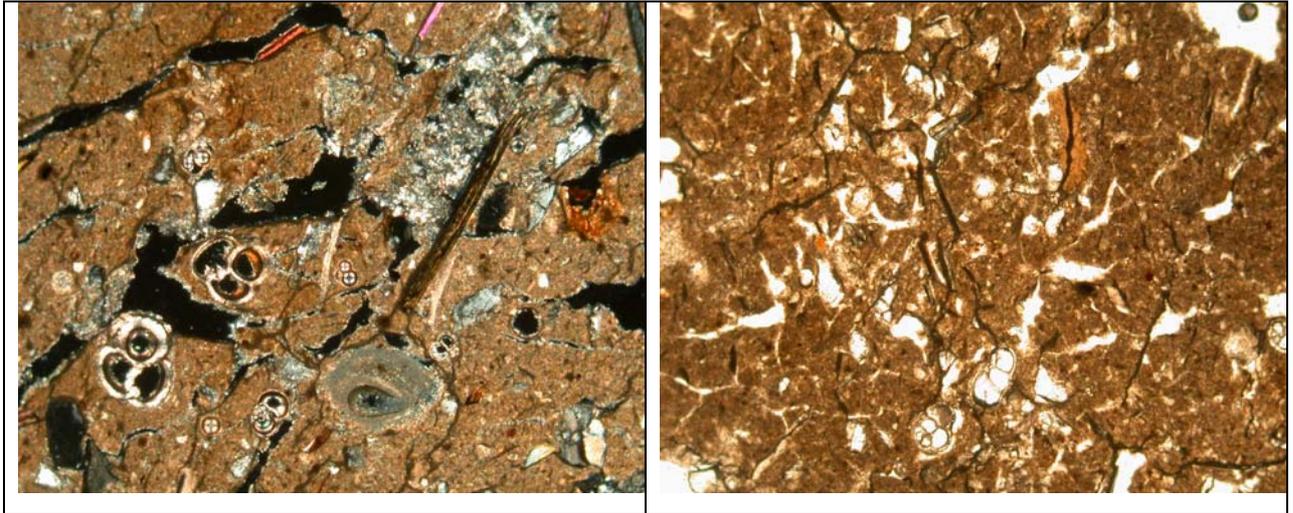
Sezione Arc sp ind 5

Presenta una matrice a grana finissima (limosa-argillosa), poco compatta, con crepe che interessano tutta la sezione. I clasti in quantità modesta sono rappresentati in prevalenza da bioclasti, ma non bisogna trascurare la presenza di minerali micacei, quarzo, biotite e plagioclasti; vi è la presenza di zirconio ossidato con una corona di alterazione. I pori risultano schiacciati e aperti. Presenza di domini anisotropi.



Sezione Arc sp ind 6

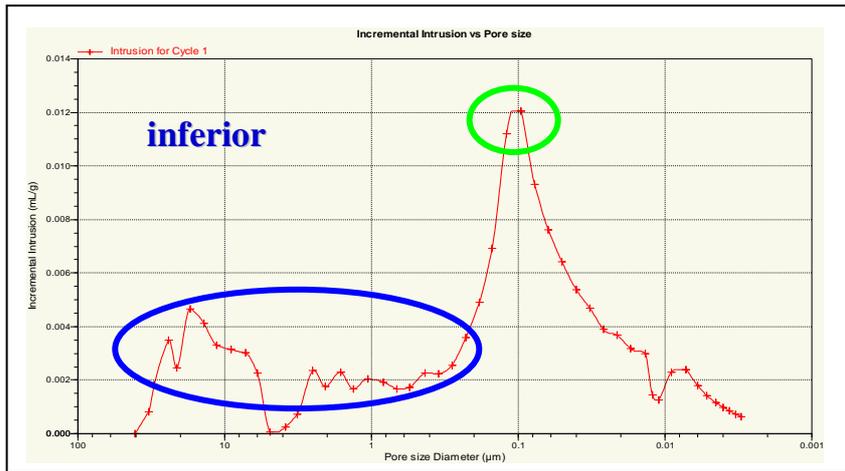
Presenta una matrice a grana limosa-argillosa; essa presenta una porzione più coesa e una porzione poco compatta. Nella matrice coesa diminuisce l'abbondanza dei clasti e i pori si presentano di forma regolari, e da angolosi a arrotondati, nella porzione meno compatta prevale l'abbondanza dei clasti e i pori risultano schiacciati. I clasti presenti sono quarzo, biotite, muscovite, microclino, plagioclasti e glauconite; vi è presenza anche di fossili.



5.4 Studio della porosità

Su 46 campioni è stata eseguita l'analisi della porosità, per capire se essa influisce sui processi erosivi. Infatti, la porosità indica la quantità di micro e macro pori presenti nei campioni e quindi indica la disponibilità di aria e d'acqua, che un campione può trattenere. Pertanto condiziona la quantità d'acqua che si infiltra e conseguentemente quella che ruscella. Essa è strettamente connessa alla densità; una diminuzione di densità, legata alla compattazione dei pori, può aumentare il rischio di erosione, in quanto aumenta il deflusso superficiale. Sulla base di ciò, si è ritenuto utile studiare la microporosità con due metodi, sia determinandone la percentuale totale e la distribuzione dimensionale dei pori con il porosimetro a mercurio, sia stimandola in sezione sottile e su foto al SEM mediante analisi di immagine (Mirello e Crisci 2006).

L'analisi dei dati al porosimetro a mercurio, è stata effettuata sia su campioni rappresentativi della parte esterna microfratturata (crosta) sia su campioni massivi caratteristici della parte interna dei calanchi e sia sui *pipes*, prendendo in considerazione sempre la porzione superiore, centrale e inferiore del condotto stesso. Da essa si evince che in tutte le aree campionate la porosità è maggiore sulla crosta che nella porzione massiva (tab). Questo è confermato dalla presenza di micro- fratture che interessano la porzione esterna dei campioni, e che i micropori con diametro (d) intorno a $0,1 \mu\text{m}$ sono i più rappresentati in tutti i campioni, mentre nella parte centrale e/o inferiore dei *pipe* aumenta l'abbondanza relativa di altre classi di pori, con d dell'ordine di $10^{-3} \mu\text{m}$ e soprattutto di 10^1 - $10^0 \mu\text{m}$ (fig.). Inoltre i *pipe* presentano nella porzione inferiore e centrale il valore più basso in percentuale: questo potrebbe sembrare strano, perché ci aspetteremmo una porosità più elevata, ma bisogna considerare che c'è un contributo più importante dei micropori di più grandi dimensioni.



Campione	Porosità %	Campione	Porosità %
Crotone 1 basso esterno	32,87	S.Sisto pipe superiore	28,24
Crotone 1 basso interno	28,58	S.Sisto pipe centrale	26,13
Crotone 2 basso esterno	31,48	S.Sisto pipe inferiore	24,69
Crotone 2 basso interno	28,24	verzino pipe superiore	30,81
atlantis esterno	31,57	verzino pipe centrale	20,81
atlantis interno	31,78	verzino pipe inferiore	18,05
crosta versante sso	32,84	crotone pipe1 basso superiore	30,58
interno versante sso	28,75	crotone pipe1 basso centrale	31,27
crosta alto	35,37	crotone pipe1 basso inferiore	30,00
interno alto	30,78	crotone pipe2 basso superiore	28,41
crotone 6 esterno alto	31,65	crotone pipe2 basso centrale	28,20
crotone 6 interno alto	28,49	crotone pipe2 basso inferiore	28,92
basso crosta atlantis	30,94	crotone pipe bianca superiore	33,22
basso interno atlantis	27,35	crotone pipe bianca centrale	31,16
crotone 5 esterno alto	33,25	crotone pipe bianca inferiore	31,85
crotone 5 interno alto	29,51	crotone pipe3 basso superiore	30,52
archinà esterno 3	30,63	crotone pipe3 basso centrale	28,44
archinà interno 3	36,43	crotone pipe3 basso inferiore	28,65
archinà esterno 5	39,11	crotone pipe4 basso superiore	31,91
archinà interno 5	23,61	crotone pipe4 basso centrale	27,58
archinà esterno 6	38,84	crotone pipe4 basso inferiore	34,89
archinà interno 6	36,97	crotone pipe5 basso superiore	30,53
verzino c5 basso esterno	27,41	crotone pipe5 basso centrale	25,73
verzino c5 basso interno	19,78	crotone pipe5 basso inferiore	27,30
s.sisto 4 esterno alto	33,07	crotone pipe6 basso superiore	28,09
s.sisto 4 interno alto	27,75	crotone pipe6 basso centrale	34,29
s.sisto 6 esterno alto	30,07	crotone pipe6 basso inferiore	31,65
s.sisto 6 interno alto	24,04		

Inoltre, poiché i metodi ad intrusione di mercurio, non sono in grado di descrivere la forma, e l'organizzazione dei pori e sono molto influenzati da strozzature presenti nella rete dei pori, si è proceduto la descrizione della porosità con l'ausilio dell'analisi di immagine sia sulle sezioni sottili indisturbate sia sulle foto al SEM.

Nella sezione "C1 alto crosta" si nota al microscopio ottico come i pori interessano tutta la matrice del campione: essi si presentano sia come pori singoli, intraaggregati sia intercomunicanti tra di loro. La microporosità (1/16 mm) costituisce circa l'11% della matrice; sebbene vada considerata anche la microporosità determinata sulle foto al SEM (7%), perché essa apprezza anche pori inferiori ad 1/16 mm. Va tenuto conto che la porosità totale risulta inferiore alla somma delle due percentuali poiché un intervallo dimensionale dei pori è comune a entrambe le metodologie.

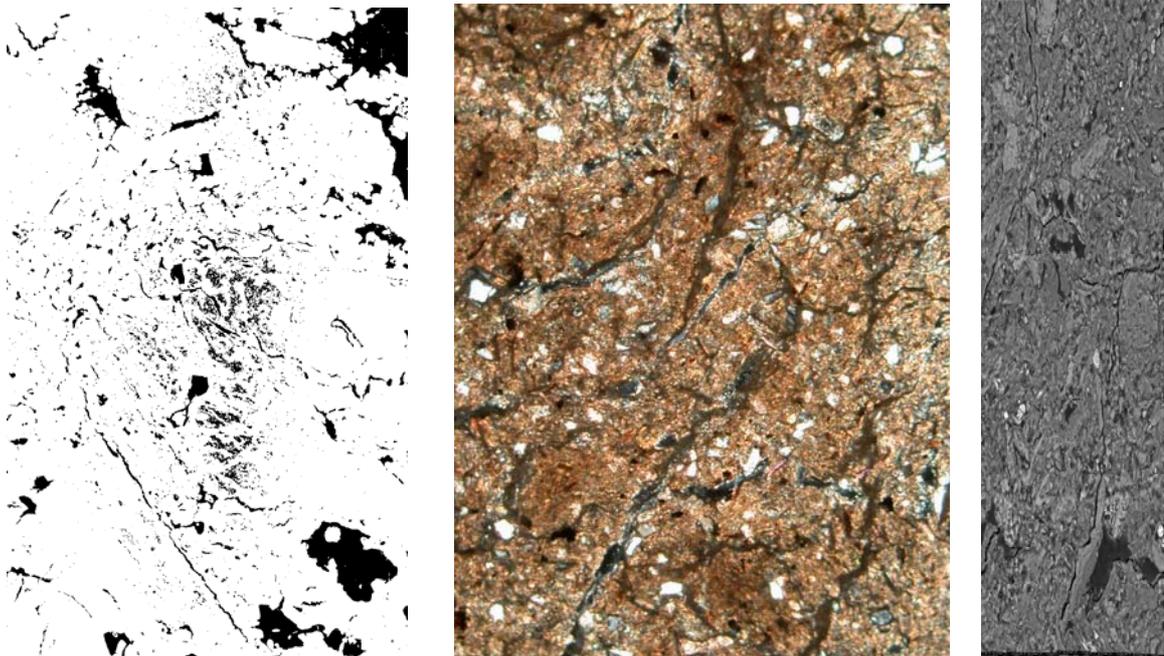
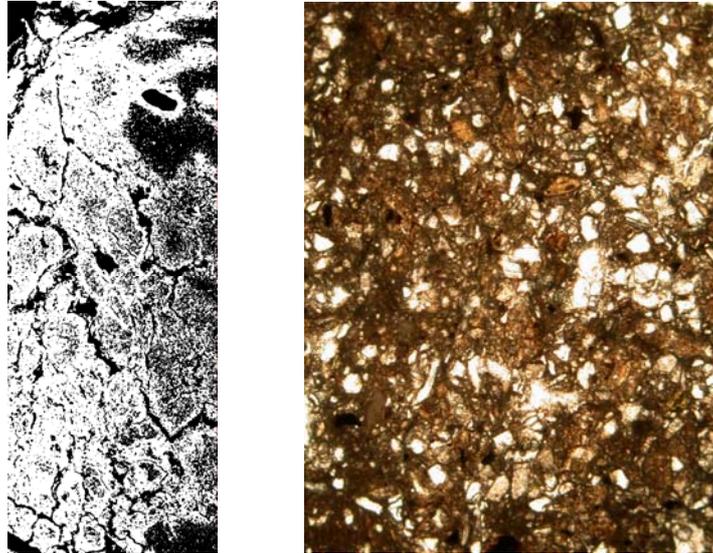


Fig. C1 crosta verzino

Nella sezione “C3 alto pipe”, che costituisce la porzione superiore e centrale del condotto di *pipe*, notiamo una porosità molto abbondante, che in alcuni casi va a costituire dei veri e propri aggregati. I pori sono interconnessi tra di loro e solo in rari casi si trovano isolati. La microporosità, studiata sia in microscopia ottica che sulle foto al SEM, costituisce circa il 35 % della matrice.



Nelle sezioni “Arch Sp2”, “Arch Sp5”, “Arch Sp6”, che rappresentano campioni prelevati da tre speroni (cioè morfologie legate a strati più resistenti che per morfoselezione rimangono aggettanti rispetto ai versanti su cui sono impostati), la microporosità in media si aggira sul 15% e va a interessare tutta la matrice. In particolare nella sezione “Arch Sp2” delineano delle strutture di aggregazione (fig), poiché i pori si presentano interconnessi tra di loro; nella sezione “Arch Sp5” e “Arch Sp6” i pori più abbondanti sono allungati e comunicanti tra loro e interessano tutta la sezione (Allegati)

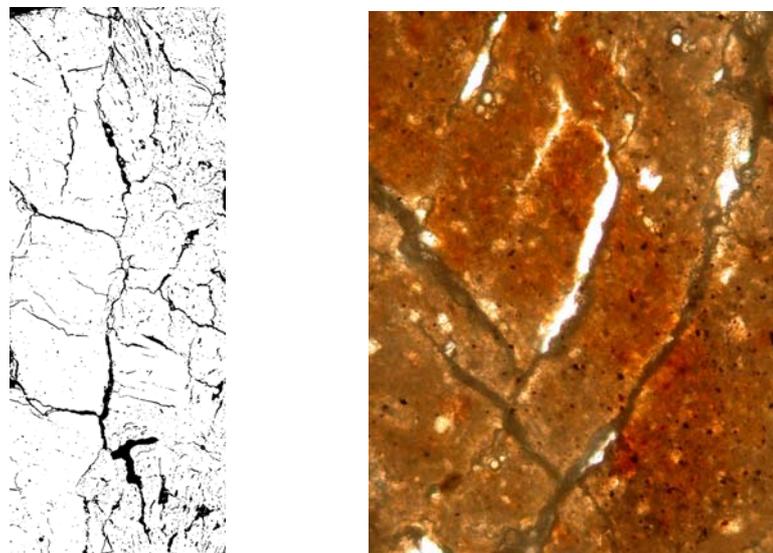


Fig. micro foto della porosità e della struttura di aggregazione della sezione Arch Sp2

Le analisi al SEM e al microscopio ottico hanno ribadito le evidenze riscontrate in microscopia ottica, evidenziando la presenza di una microporosità molto sviluppata, chiaramente non osservabile in campagna e neppure al microscopio ottico, con micropori di pochi o poche decine di micron (tabella).

In definitiva, la porosità che noi riusciamo ad apprezzare con l'analisi di immagine sulle sezioni sottili è pari o superiore ad un sedicesimo di mm, mentre dalle immagini al SEM siamo in grado di apprezzare i pori ben inferiori ad 1/16 mm. Quindi nella determinazione quando consideriamo gli effetti della porosità sui processi erosivi non bisogna considerare solo porosità macroscopica ma anche la microporosità. L'acqua igroscopica e immobile e non si infiltra per gravità e l'acqua di infiltrazione è drenata poco, il drenaggio è impedito e quindi incide sul ruscellamento superficiale, Inoltre l'acqua che se viene trattenuta può condizionare anche sulla plasticità e consistenza (i limiti di Atterberg) delle argille.

Campione	Microporosità sezione sottile	Micro porosità al SEM
C1 alto (Verzino)	10,79 %	7,603 %
C3 pipe alto (Verzino)	34,70 %	10,188 %
Arc sp ind 2	8,42 %	3,548 %
Arc sp ind 5	15,92 %	3,224 %
Arc sp ind 6	11,76 %	2,993 %

5.5 Analisi multivariata

Data la mole di dati ottenuti con una varietà di metodi analitici diversi e rappresentativi di proprietà altrettanto diverse, si è ritenuto necessario effettuare su di essi un'analisi statistica delle componenti principali.

Sulla base dei pesi fattoriali si sono scelte le componenti che discriminano meglio sia le diverse aree oggetto di studio, sia i fattori che separano meglio le caratteristiche delle microforme. In particolare, sono state individuate 5 componenti.

Nel diagramma 1 la componente 1, che spiega il 44,8 % della variabilità dei dati, appare essere particolarmente legato a TiO , Al_2O_3 , K_2O , SiO_2 , Fe_2O_3 e CaO , ma in modo negativo. In altre parole quando i valori del componente diventano positivi, cresce il peso di TiO , Al_2O_3 , K_2O , SiO_2 , Fe_2O_3 e diminuisce quello di CaO ; viceversa quando le coordinate diventano negative. Questo è importante perché i campioni nel nuovo spazio avranno per quel componente coordinate positive o negative a seconda dei processi che li caratterizzano.

La quarta componente spiega il 7 % della variabilità totale ed appare essere legato in modo chiaro a CaCO_3 in modo positivo e alla sabbia in modo negativo.

In particolare nel diagramma si separa nettamente l'area di S.Sisto dalle altre aree; e si denota come la percentuale di CaCO_3 è maggiore nei calanchi s.s. di Crotone ed a Caulonia, è minore nelle biancane di Crotone e a S.Sisto, mentre la percentuale di sabbia è inversamente proporzionale alla carbonato di calcio.

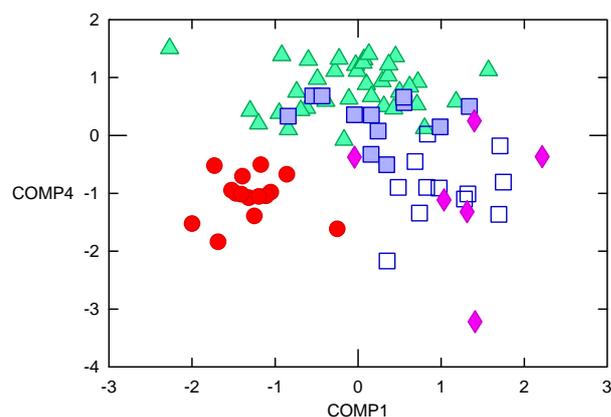


Diagramma 1

Nel diagramma 2 si evince come la componente 1 discrimina l'importanza dell'ossido di titanio e dell'ossido di sodio (negativamente), e la componente 4 riconosce il peso dell'ossido di alluminio, di potassio, di silicio e l'ossido di calcio e manganese (negativamente). Da ciò si evince come per l'area di S.Sisto gioca un ruolo fondamentale il contenuto in sodio, e quindi presumibilmente il contributo maggiore dei minerali silicoclastici (plagioclasti almeno in parte

sodici, eventuali sali solubili ricchi in sodio, minerali argillosi con una certa quantità dello ione sodio nell'interstrato e/o nel reticolo cristallino,); mentre nelle altre aree l'apporto maggiore è legato alla presenza dei carbonati data la natura marnosa del substrato.

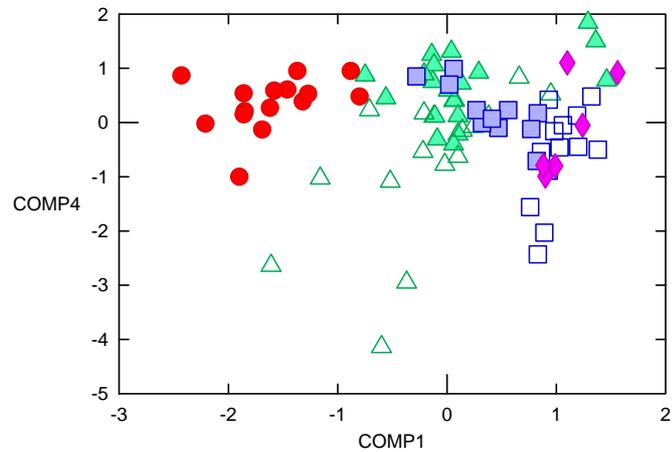


Diagramma 2

Nel diagramma 3 la componente 1 rappresenta l'abbondanza di Na_2O , TiO , Al_2O_3 , K_2O , SiO_2 , Fe_2O_3 lungo l'asse X positivo e CaO e MnO verso i numeri negativi; la differente abbondanza degli elementi principali discrimina una composizione diversa del materiale parentale e ne individua gruppi diversi, ognuno dei quali corrisponde ad un'area differente. La componente 2 spiega come la variabilità dei dati appare legata alla vermiculite in maniera positiva e al SAR in modo negativo. La distribuzione dei dati in questo diagramma evidenzia l'addensamento dei campioni in gruppi che vanno a coincidere con le aree di campionamento; in modo particolare a Caulonia si riscontra la presenza più rilevante della vermiculite.

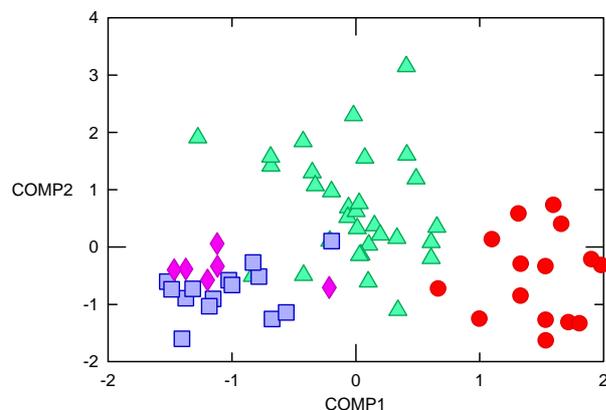


Diagramma 3

Il diagramma 4 mette in relazione la componente 1, rappresentata da Na_2O , TiO , Al_2O_3 , K_2O , SiO_2 , Fe_2O_3 (verso i valori positivi) e CaO e MnO (verso valori negativi), e la componente 3 indicata dalla smectite. Ciò ci aiuta a individuare che l'area di Verzino è collegata positivamente all'abbondanza di smectite, nell'area di Crotone la smectite è di bassa importanza, Caulonia è mediamente più smectitica.

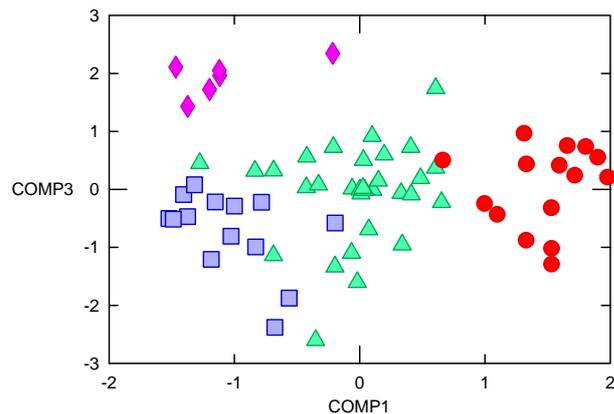


Diagramma 4

Nel diagramma 5 si mette in relazione la componente 1, rappresentata da Na_2O , TiO , Al_2O_3 , K_2O , SiO_2 , Fe_2O_3 (verso i valori positivi) e CaO e MnO (verso valori negativi) e la componente 5 indicata da I/S80, caolinite (verso i valori positivi) e illite (verso i valori negativi). Risulta che l'area di Crotone è caratterizzata dalla presenza di I/S80, caolinite e l'area di Verzino è contraddistinta dall'abbondanza di illite.

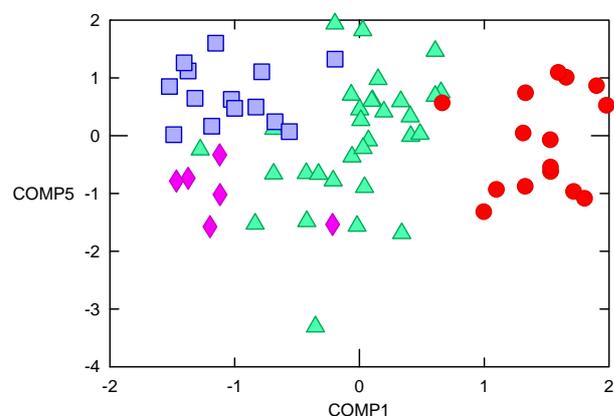


Diagramma 5

Nel diagramma 6 nei *pipes* il componente 1 rappresenta l'abbondanza di Ni, Cr, V, Co, Indice di plasticità lungo l'asse X positivo e Nb, Y, Rb e indice di consistenza verso i numeri negativi; la differente abbondanza degli elementi principali è funzione di una composizione diversa del materiale parentale.

La componente 3 è indicata da I/S90 e clorite (verso i valori positivi) e I/S50 (verso i valori negativi). Ciò determina l'individuazione di gruppi ben distinti che rappresentano i *pipes* campionati per ogni area. In particolare quelli dell'area di Crotona sui calanchi s.s e S.Sisto risultano caratterizzati da clorite e I/S90 mentre quelli di Verzino, Caulonia e delle biancane di Crotona contraddistinti dall'abbondanza di I/S50.

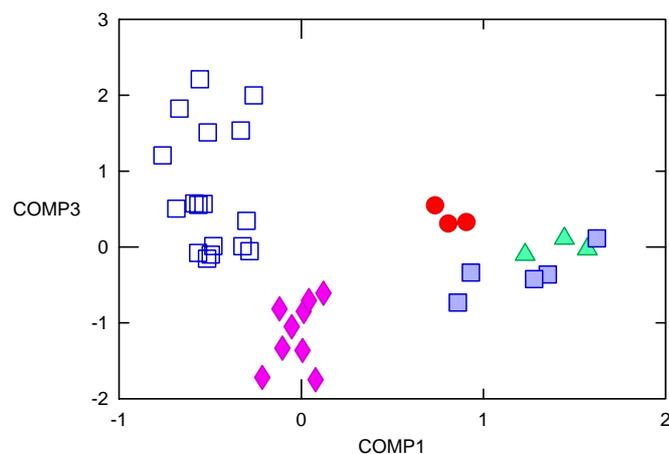


Diagramma 6

Nel diagramma 7 si mette in relazione la componente 1, rappresentata dai sali solubili di sodio, potassio calcio, bromo, nitrati fosfati e solfati e dalla vermiculite e I/S90 (verso i valori negativi) e il catione magnesio, I/S50 e caolinite (verso valori positivi) e la componente 2 indicata da I/S80, smectite (verso i valori positivi) e clorite (verso i valori negativi). Risulta che i *pipes* dell'area di Crotona (calanchi s.s) sono caratterizzati dalla presenza di I/S90, vermiculite e quelli dell'area di S.Sisto, Crotona (biancane) e Caulonia sono contraddistinti dall'abbondanza di I/S50 e caolinite.

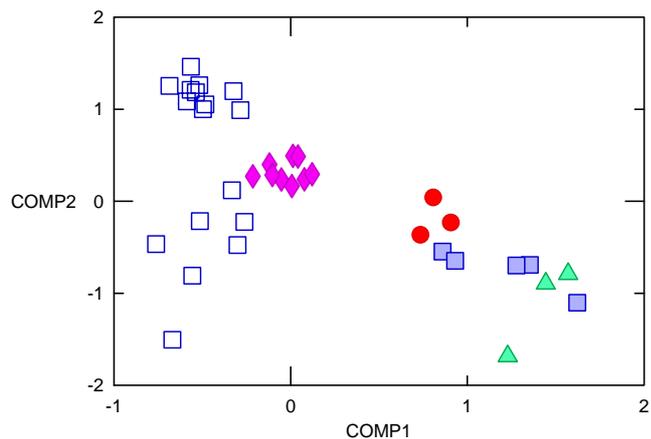
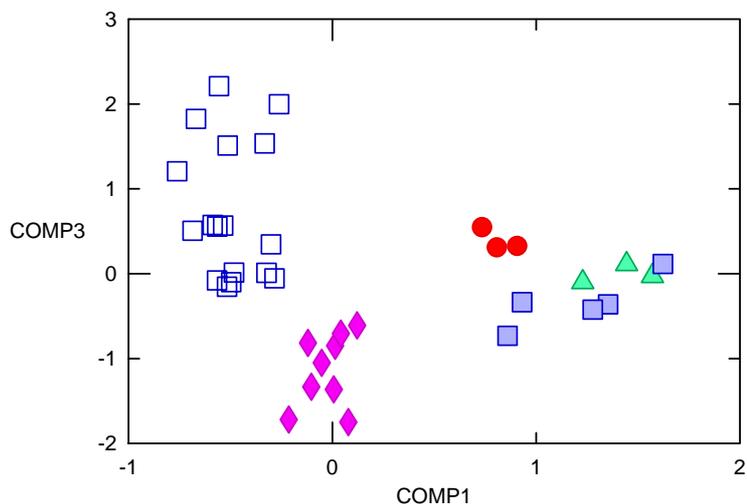


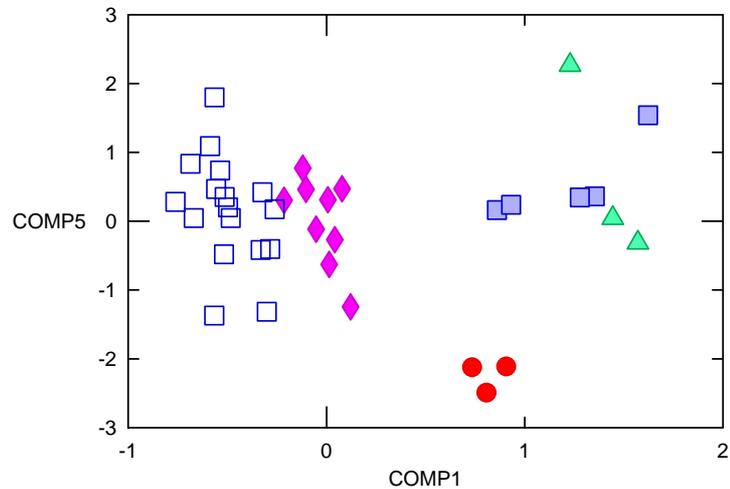
Diagramma 7

Nel diagramma 8 il componente 1 rappresenta l'abbondanza sali solubili di sodio, potassio calcio, bromo, nitrati fosfati e solfati e dalla vermiculite e I/S90 (verso i valori negativi) e il catione magnesio, I/S50 e caolinite (verso valori positivi). La componente 3 spiega come la variabilità dei dati appare essere legata all'illite in maniera positiva. Si denota la formazione di gruppi che vanno a coincidere con le aree di campionamento; in modo particolare a Verzino si riscontra la presenza più rilevante dell' illite.

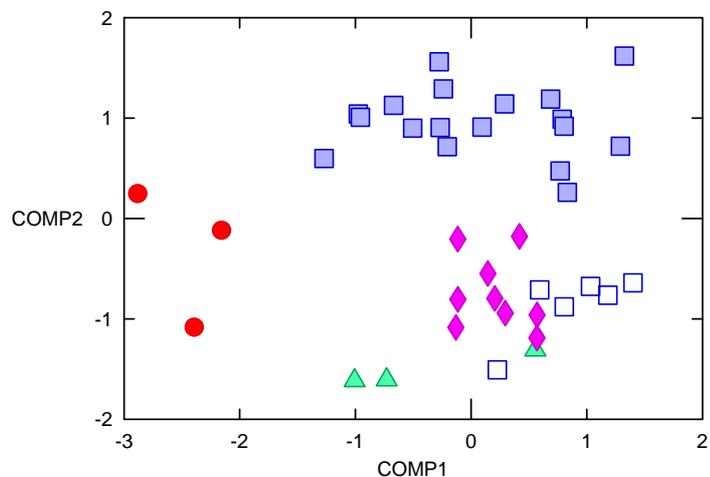


Nel diagramma 9 si evince come la componente 1 discrimina l'importanza dei sali solubili di sodio, potassio calcio, bromo, nitrati fosfati e solfati e dalla vermiculite e I/S90 (verso i valori negativi) e il catione magnesio, I/S50 e caolinite (verso valori positivi). La componente 5 mostra

il peso dell'indice di consistenza (positivamente) e dell'indice di plasticità (negativamente). Da ciò si evince come per l'area di S.Sisto gioca un ruolo fondamentale l'indice di plasticità, mentre per Crotona (biancane) l'indice di consistenza.



Nel diagramma 10 si sottolinea come quando i valori della componente 1 diventano positivi cresce l'importanza di Al_2O_3 e K_2O mentre diminuisce quella di CaO e MnO il contrario avviene quando i valori diventano negativi; invece se ci spostiamo verso l'alto sull'asse delle ordinate quando i valori diventano positivi cresce l'importanza di limo, P_2O_5 e pH e diminuisce quella di MgO . Il diagramma mostra come nei calanchi di Crotona gioca un ruolo fondamentale il limo e il pH, mentre l'inverso avviene nelle biancane.



CAMPIONE	GRANULOMETRIA			pH	CONDUCIBILITÀ ELETTRICA mS/cm	CaCO ₃
	SABBIA %	LIMO %	ARGILLA %			
PIPE 1 SUPERIORE	4,75	62,13	33,12	9,28	3,24	18,4
PIPE 1 CENTRALE	2,95	59,93	37,12	9,1	4,58	20,5
PIPE 1 INFERIORE	4,94	59,78	35,28	8,96	1,59	19,5
PIPE 2 SUPERIORE	5	63	32	8,44	6,22	19,5
PIPE 2 CENTRALE	5,9	66,82	27,28	8,35	5,75	14,7
PIPE 2 INFERIORE	3,9	62,98	33,12	8,58	2,1	16,7
PIPE 3 SUPERIORE	3,64	62,36	34	8,57	3,27	19,5
PIPE 3 CENTRALE	3,12	60,32	36,56	8,45	5,88	18,5
PIPE 3 INFERIORE	4,42	63,46	32,12	8,47	6,21	19,5
CROSTA BASSO	3,81	60,07	36,12	8,64	5,17	19,5
INTERNO BASSO	3,17	61,71	35,12	8,95	5,8	19,5
CROSTA ALTO	4,14	74,58	21,28	8,68	2,89	19,5
INTERNO ALTO	3,39	59,33	37,28	9,31	3,58	18,4
CROSTA ALTO ATLA 1	1,62	59,82	38,56	8,55	1,28	21,5
INTERNO ALTO ATLA1	1,85	61,03	37,12	9,15	4,4	22,4
BASSO CROSTA ATLANTIS	3,58	63,3	33,12	8,61	4,17	13,7
BASSO INTERNO ATLANTIS	3,29	63,59	33,12	8,9	5,51	14,7
PIPE 4 SUPERIORE	4,13	63,95	31,92	8,51	5,35	21,6
PIPE 4 CENTRALE	3,2	64,24	32,56	8,08	4,54	21,5
PIPE 4 INFERIORE	8,57	67,43	24	8,2	2,41	16,7
PIPE 5 SUPERIORE	3,88	62,12	34	8,32	6,89	24,2
PIPE 5 CENTRALE	3,64	63,24	33,12	8,91	5,49	22,4
PIPE 5 INFERIORE	5,77	58,95	35,28	8,19	7,06	19,5
PIPE 6 SUPERIORE	5,58	66,14	28,28	8,37	5,48	17,6
PIPE 6 CENTRALE	3,93	62,95	33,12	8,22	6,57	17,6
PIPE 6 INFERIORE	7,97	65,11	26,92	8,46	2,04	17,6
CROSTA VERSANTE PIPE	2,67	60,21	37,12	9,28	2	21,6
INTERNO VERSANTE PIPE	2,49	61,59	35,92	9,1	3,9	21,5
C1 BASSO ESTERNO DX	6,4	55,72	37,88	8,31	3,19	19,2
C1 BASSO INTERNO DX	5,96	59,04	35	8,63	2,7	18,3
C3 CENTRALE ESTERNO	6,6	59,24	34,16	8,28	3,62	19,3
C3 CENTRALE INTERNO	5,86	60,5	33,64	8,75	3,49	20,2
C4 ALTO ESTERNO DX	7,04	61,96	31	8,16	5,02	17,4
C4 ALTO INTERNO DX	7,98	54,66	37,36	9,06	3,15	18,3
C2 BASSO ESTERNO SX	7,61	54,03	38,36	8,44	4,45	17,4
C2 BASSO INTERNO SX	6,75	56,25	37	8,42	3,09	20,2
C5 CENTRALE ESTERNO	4,86	59,98	35,16	8,61	2,23	19,3
C5 CENTRALE INTERNO	4,06	58,06	37,88	8,13	3,36	19,3
C6 ALTO ESTERNO SX	2,58	61,14	36,28	8,59	4,7	17,4
C6 ALTO INTERNO SX	8,43	61,93	29,64	8,88	2,03	18,3
BASSO PIPE1 SUP COSTA	5,28	57,44	37,28	8,12	1,89	18,3
BASSO PIPE1 CENT COSTA	7	56,36	36,64	7,79	1,14	18,3
BASSO PIPE1 INF COSTA	7,03	56,97	36	8,48	1,27	19,3
CENT PIPE2 SUP	5,67	60,69	33,64	8,58	2,35	18,3
CENT PIPE2 INTER	5,57	56,15	38,28	7,32	1,92	17,4
CENT PIPE2 INF	7,86	56,98	35,16	8,44	0,81	18,3
ATLANTIS ESTERNO	3,56	54,28	42,16	8,11	4,36	22,2
ATLANTIS INTERNO	3,08	53,04	43,88	8,42	2,79	24

Tab.4 Principali dati chimico-fisici dell'area di Crotona

CAMPIONE	GRANULOMETRIA			pH	CONDUCIBILITA'	
	SABBIA %	LIMO %	ARGILL A %		ELETTRICA mS/cm	CaCO ₃
C1 ALT EST	5,5	62,5	32,0	7,80	7,88	9,7
C1 ALT INT	1,0	63,0	36,0	7,62	2,76	12,7
C2 ALTO PIPE INFERIORE	28,5	53,1	18,4	7,89	5,78	10,7
C2 ALTO PIPE CENTRALE	15,1	63,2	21,7	7,93	5,96	5,9
C2 ALTO PIPE SUPERIORE	13,2	54,4	32,5	7,76	8,47	4,9
C3 ALTO ESTERNO	12,9	53,9	33,2	7,92	1,21	9,7
C3 ALTO INTERNO	5,9	58,4	35,7	7,88	5,04	10,7
C3 ALTO PIPE INFERIORE	16,5	54,3	29,2	7,99	10,09	13,6
C3 ALTO PIPE CENTRALE	14,4	59,5	26,1	7,93	6,19	7,8
C3 ALTO PIPE SUPERIORE	1,7	53,8	44,5	8,15	7,66	1,0
C4 BASSO PIPE INFERIORE	8,4	56,7	34,9	7,55	6,76	9,7
C4 BASSO PIPE CENTRALE	2,0	60,9	37,1	7,45	2,87	7,8
C4 BASSO PIPE SUPERIORE	1,4	58,5	40,1	7,63	6,73	8,7
C5 BASSO ESTERNO	1,4	62,9	35,7	7,91	8,02	12,6
C5 BASSO INTERNO	1,7	53,8	44,5	8,00	3,09	8,8
FONDO CANALE	4,8	50,3	44,9	7,85	6,92	11,6

Tab.5 Principali dati chimico-fisici dell'area di Verzino

CAMPIONE	GRANULOMETRIA			pH	CONDUCIBILITA'	
	SABBIA %	LIMO %	ARGILLA %		ELETTRICA mS/cm	CaCO ₃ %
S.SISTO 1 EST BASSO	5,0	52,0	43,0	7,67	1,07	12,7
S.SISTO 1 INT BASSO	3,2	55,8	41,0	7,97	0,97	13,6
S.SISTO 2 EST MEDIO DX	4,2	52,8	43,0	7,82	0,76	10,7
S.SISTO 2 INT MEDIO DX	4,5	56,5	39,0	7,97	1,00	13,7
S.SISTO 3 EST MEDIO-ALTO DX	2,7	59,3	38,0	7,24	0,86	15,6
S.SISTO 3 INT MEDIO-ALTO VERDE DX	4,8	55,0	40,3	7,43	1,09	10,7
S.SISTO 3 INT MEDIO-ALTO MARRONE DX	3,9	56,1	40,0	7,34	0,98	11,6
S.SISTO 4 EST ALTO DX	4,9	54,1	41,0	7,45	0,85	11,6
S.SISTO 4 INT ALTO DX	1,3	57,7	41,0	7,41	1,23	8,8
S.SISTO 5 EST BASSO SX	6,2	52,8	41,0	7,39	0,91	19,5
S.SISTO 5 INT BASSO SX	6,4	58,6	35,0	7,98	0,80	10,7
S.SISTO 6 EST MEDIO SX	7,3	50,7	42,0	7,87	0,73	14,6
S.SISTO 6 INT MEDIO SX	4,2	53,8	42,0	7,90	0,75	15,6
S.SISTO 7 EST ALTO SX	6,8	54,2	39,0	7,52	0,68	11,6
S.SISTO 7 INT ALTO SX	10,0	50,0	40,0	8,04	0,74	15,5
S.SISTO PIPE SUPERIORE SX	11,2	51,1	37,7	7,16	0,71	14,6
S.SISTO PIPE CENTRALE SX	5,0	59,0	36,0	7,69	0,65	12,7
S.SISTO PIPE INFERIORE SX	4,5	57,5	38,0	7,48	0,71	12,7

Tab.6 Principali dati chimico-fisici dell'area di S.Sisto

CAMPIONE	GRANULOMETRIA			pH	CONDUCIBILITA ELETTRICA mS/cm	CaCO ₃
	SABBIA %	LIMO %	ARGILL A %			
ARC BASSO EST SX	0,4	55,6	44,0	7,45	1,79	21,6
ARC BASSO INT SX	4,8	52,2	43,0	7,72	2,11	21,6
ARC 1 SP MED EST SX	2,7	60,3	37,0	7,88	3,46	28,10
ARC 1 SP MED INT SX	0,9	55,4	43,7	8,47	2,70	28,10
ARC 2 MED EST SX	1,4	53,9	44,7	7,20	3,80	14,60
ARC 2 MED INT SX	0,6	56,4	43,0	7,83	3,11	15,50
ARC 3 CRIN MEDIO INT SX	1,1	55,9	43,0	7,50	3,27	27,20
ARC 3 CRIN MEDIO EST SX	1,2	53,0	45,7	8,43	4,30	17,50
ARC 4 SP MEDI ALTO EST SX	1,4	57,6	41,0	7,81	4,55	28,10
ARC 4 SP MED ALTO INT SX	0,2	56,1	43,7	8,53	4,04	24,20
ARC 5 ALTO EST SX	0,8	57,5	41,7	8,16	5,05	28,10
ARC 5 ALTO INT SX	4,6	50,4	45,0	7,30	2,71	23,30
ARC SP EST2 DX	1,5	49,5	49,0	8,43	0,59	28,00
ARC SP INT 2 DX	0,9	59,1	40,0	7,42	1,47	20,40
ARC SP EST 3 DX	0,6	60,4	39,0	8,08	2,68	28,90
ARC SPINT 3 DX	0,9	50,1	49,0	7,4	2,92	16,80
ARC SP EST 5 DX	1,4	66,9	31,7	7,94	3,40	26,20
ARC SP INT 5 DX	1,1	57,9	41,0	8,08	3,29	23,30
ARC SP EST 6 DX	1,1	57,9	41,0	7,75	4,79	28,90
ARC SP INT 6 DX	2,4	56,6	41,0	8,14	3,12	27,10
ARC ALTO DX	18,5	48,5	33,0	8,79	2,37	19,65
ARC PIPE 1 SUPERIORE DX	2,6	55,4	42,0	7,00	2,55	23,30
ARC PIPE 1 CENTRALE DX	2,1	52,9	45,0	7,67	2,64	13,60
ARC PIPE 1 INFERIORE DX	1,6	57,4	41,0	8,05	3,65	26,20
VASI' 1 BASSO EST	0,6	52,4	47,0	7,77	3,84	16,50
VASI' 1 BASSO INT	1,4	55,8	42,7	7,50	2,67	30,10
VASI' 2 TER INF EST	0,8	55,5	43,7	7,70	3,50	16,50
VASI' 2 TER INF INT	1,0	56,0	43,0	6,56	2,02	23,30
VASI' 3 MED EST	1,9	59,1	39,0	7,76	4,96	31,50
VASI' 3 MED INT	0,5	53,8	45,7	6,22	2,90	14,60
VASI' 4 TER SUP EST	1,8	57,2	41,0	8,09	4,60	29,10
VASI' 4 TER SUP INT	0,4	54,6	45,0	6,70	5,20	27,20
VASI' 5 ALTO EST	1,9	57,1	41,0	7,93	3,11	26,20
VASI' 5 ALTO INT	5,6	49,4	45,0	6,94	3,14	29,10
VASI' GULLY 1ALTO	1,4	58,6	40,0	8,07	4,56	36,90
VASI' GULLY CENTR	2,0	72,2	25,8	7,79	6,11	14,60
RIEMP.TERRAZZO INF	2,6	89,4	8,0	8,43	0,43	24,20
VASI' ALTERAZIONE EST	0,5	57,7	41,7	7,52	2,87	28,20
VASI' ALTERAZIONE INT	2,1	50,9	47,0	7,57	5,87	26,30
VASI' ADIACENTE FASC.ALT.EST	0,9	56,1	43,0	8,15	3,84	14,10
VASI' ADIACENTE FASC.ALT.INT	2,4	56,6	41,0	7,74	6,98	16,50

Tab.7 Principali dati chimico-fisici dell'area di Caulonia.

CAMPIONE	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO	TiO2	MnO	Fe2O3
C1 BAS EST DX KR	2,34	3,85	16,4	53,39	0,17	2,94	13,26	0,78	0,11	6,74
C1 BAS INT DX KR COS.TIZ.	2,33	3,79	16,61	53,85	0,17	3,01	12,61	0,8	0,11	6,73
C2 BAS EST SX KR	2,54	3,95	16,37	53,8	0,16	2,98	12,76	0,79	0,1	6,55
C2 BAS INT SX KR	4,54	3,71	16,22	52,58	0,16	2,85	12,47	0,77	0,1	6,6
C3 CENT EST DX KR	2,73	3,98	16,04	53,72	0,17	2,9	12,84	0,78	0,1	6,72
C3 CENT INT DX KR	4,97	3,8	15,75	52,58	0,16	2,79	12,65	0,76	0,1	6,46
C4 ALT EST DX KR	2,37	3,97	16,42	54,66	0,17	2,98	11,94	0,79	0,12	6,59
C4 ALT INT DX KR	4,58	3,77	16,06	53,26	0,16	2,87	11,72	0,75	0,12	6,71
C5 CENT EST SX KR	1,96	3,92	16,16	53,56	0,18	2,96	13,44	0,8	0,11	6,92
C5 CENT INT SX KR	1,68	3,95	16,67	53,86	0,17	3,04	13,13	0,81	0,1	6,59
C6 ALT EST SX KR	1,7	3,95	16,19	54,55	0,17	2,98	13	0,78	0,11	6,57
C6 ALT INT SX KR	1,45	3,85	16,44	55,03	0,17	2,99	12,66	0,78	0,1	6,53
CROSTA BASSO	2,52	3,52	16,13	54,06	0,29	2,98	12,8	0,81	0,11	6,78
INTERNO BASSO	2,38	3,52	15,58	52,63	0,32	2,89	14,88	0,8	0,11	6,88
CROSTA ALTO	1,94	3,5	15,61	52,88	0,35	2,88	14,86	0,79	0,11	7,08
INTERNO ALTO	4,18	3,42	16,06	53,78	0,27	2,95	11,97	0,8	0,09	6,48
CROSTA ALTO ATLA 1	2,82	3,47	15,71	52,27	0,32	2,93	14,73	0,8	0,11	6,84
INTERNO ALTO ATLA 1	2,42	3,55	15,71	52,19	0,32	2,96	15,02	0,8	0,11	6,91
BASSO CROSTA ATLANTIS	4,83	3,49	16,31	53	0,28	2,99	11,46	0,79	0,1	6,75
BASSO INTERNO ATLANTIS	1,96	3,59	17,08	54,01	0,44	3,17	11,63	0,73	0,11	7,28
CROSTA VERSANTE PIPE 5-6 ATLANTIS	1,37	3,51	15,56	51,34	0,35	2,93	16,66	0,8	0,12	7,35
INTERNO VERSANTE PIPE 5-6 ATLANTIS	2,07	3,48	15,41	50,84	0,35	2,91	16,77	0,81	0,12	7,24
PIPE 1 SUPERIORE	2,24	3,43	16,23	54,39	0,29	3	12,62	0,81	0,11	6,88
PIPE1 CENTRALE	2,76	3,42	16,15	53,26	0,3	2,99	13,25	0,8	0,12	6,96
PIPE1 INFERIORE	1,1	3,59	16,25	54,19	0,29	3,05	13,47	0,82	0,11	7,12

Tab.8 Principali elementi chimici maggiori presenti nei campioni di Crotona

continua

CAMPIONE	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	P2O5	K2O	CaO	TiO2	MnO	Fe2O3
PIPE 2 SUPERIORE	1,81	3,58	16,38	54,79	0,45	3,04	12,63	0,68	0,1	6,54
PIPE 2 CENTRALE	1,69	3,76	15,93	54,16	0,3	2,97	13,29	0,81	0,11	6,98
PIPE 2 INFERIORE	2,32	3,62	16	53,27	0,3	2,97	13,44	0,81	0,12	7,15
PIPE 3 SUPERIORE	2,89	3,48	15,95	53,58	0,3	2,93	13,4	0,8	0,1	6,57
PIPE 3 CENTRALE	1,86	3,72	16,19	53,41	0,3	2,97	13,77	0,84	0,11	6,85
PIPE 3 INFERIORE	1,74	3,55	16,13	54,57	0,46	2,98	13,19	0,72	0,1	6,56
PIPE 4 SUPERIORE	2,09	3,46	15,59	52,54	0,53	2,91	15,46	0,69	0,1	6,62
PIPE 4 CENTRALE	2,45	3,62	15,35	52,09	0,35	2,9	15,48	0,8	0,11	6,86
PIPE 4 INF ATLANTIS	3,75	0,19	12,72	75,22	0,03	5	0,86	0,11	0,02	2,11
PIPE 5 SUPERIORE	2,25	3,52	15,33	51,24	0,38	2,84	16,61	0,8	0,13	6,9
PIPE 5 CENTRALE	2	3,6	15,42	51,23	0,36	2,87	16,78	0,8	0,12	6,83
PIPE 5 INFERIORE	2,04	3,49	15,35	51,21	0,36	2,88	16,7	0,8	0,12	7,05
PIPE 6 SUPERIORE ATLANTIS	2,84	3,49	15,94	53,36	0,3	2,96	13,56	0,8	0,1	6,65
PIPE 6 CENTRALE ATLANTIS	1,82	3,52	16,31	53,8	0,3	3,04	13,46	0,82	0,11	6,83
PIPE 6 INFERIORE ATLANTIS	1,45	3,59	16,51	53,76	0,31	3,1	13,33	0,83	0,11	7,01
BASSO PIPE1 SUP COSTA TIZIANA	1,23	3,78	16,28	53,43	0,18	2,99	14,07	0,8	0,11	7,13
BASSO PIPE1 CENT COSTA TIZIANA	1,22	3,79	16,26	53,82	0,18	2,97	13,69	0,8	0,11	7,15
BASSO PIPE1 INF COSTA TIZIANA	1,14	3,83	16,34	54,09	0,18	3	13,53	0,79	0,11	7
CENT PIPE2 SUP	1,4	3,92	16,62	54,44	0,17	3,05	12,75	0,79	0,11	6,75
CENT PIPE2 INTER	1,35	3,87	16,31	54,22	0,17	2,99	13,37	0,8	0,11	6,8
CENT PIPE2 INF	1,25	3,82	16,19	54,42	0,17	3,01	13,31	0,81	0,11	6,91

CAMPIONE	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₄	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃
C1 ALT EST	2,44	3,80	15,07	57,85	0,15	2,91	10,80	6,10
C1 ALT INT	1,61	3,79	15,32	57,92	0,15	3,03	10,90	6,35
C2 ALTO PIPE INFERIORE	1,75	3,63	14,80	58,31	0,15	2,82	11,71	5,98
C2 ALTO PIPE CENTRALE	1,87	3,65	14,65	59,02	0,15	2,77	11,28	5,77
C2 ALTO PIPE SUPERIORE	1,90	3,67	15,72	56,68	0,15	2,94	11,76	6,28
C3 ALTO ESTERNO	1,62	3,64	15,48	58,30	0,16	2,82	11,12	6,01
C3 ALTO INTERNO	1,68	3,65	15,53	58,18	0,16	2,82	10,98	6,14
C3 ALTO PIPE INFERIORE	2,64	3,57	15,44	57,16	0,16	2,76	11,65	5,79
C3 ALTO PIPE CENTRALE	1,98	3,64	15,04	59,55	0,16	2,76	10,39	5,69
C3 ALTO PIPE SUPERIORE	2,14	3,56	15,88	56,64	0,16	2,84	11,79	6,13
C4 BASSO PIPE INFERIORE	1,74	3,49	15,63	56,54	0,16	2,80	12,72	6,06
C4 BASSO PIPE CENTRALE	1,46	3,45	15,94	56,50	0,17	2,88	12,51	6,22
C4 BASSO PIPE SUPERIORE	1,70	3,50	15,64	56,23	0,16	2,81	12,78	6,31
C5 BASSO ESTERNO	1,89	3,77	16,26	56,85	0,17	2,99	10,64	6,57
C5 BASSO INTERNO	1,51	3,67	16,48	56,65	0,16	3,06	10,80	6,77
FONDO CANALE	1,96	3,60	15,62	57,64	0,16	2,91	11,24	6,07

Tab.9 Principali elementi chimici maggiori presenti nei campioni di Verzino

CAMPIONE	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₄	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃
S.SISTO 1 EST BASSO	0,79	3,40	13,96	43,71	0,19	2,42	26,77	7,65
S.SISTO 1 INT BASSO	0,89	3,49	15,04	47,57	0,18	2,63	22,49	6,70
S.SISTO 2 EST MEDIO DX	0,88	3,45	14,40	45,83	0,19	2,56	25,09	6,60
S.SISTO 2 INT MEDIO DX	0,81	3,49	14,23	44,97	0,18	2,50	25,93	6,84
S.SISTO 3 EST MEDIO- ALTO DX	0,89	3,59	14,42	45,76	0,19	2,69	24,44	7,02
S.SISTO 3 INT MEDIO- ALTO VERDE DX	0,88	3,35	14,25	45,32	0,19	2,60	25,71	6,72
S.SISTO 3 INT MEDIO- ALTO MARRONE DX	0,84	3,36	14,11	45,69	0,20	2,56	25,91	6,36
S.SISTO 4 EST ALTO DX	0,92	3,38	14,49	46,01	0,18	2,73	24,52	6,77
S.SISTO 4 INT ALTO DX	0,81	3,42	14,41	46,12	0,19	2,68	24,74	6,65
S.SISTO 5 EST BASSO SX	0,95	3,45	15,08	49,17	0,17	2,72	20,84	6,64
S.SISTO 5 INT BASSO SX	0,83	3,42	14,54	45,90	0,18	2,55	24,47	7,05
S.SISTO 6 EST MEDIO SX	0,78	3,30	13,74	43,64	0,18	2,46	28,10	6,79
S.SISTO 6 INT MEDIO SX	0,79	3,38	14,13	44,94	0,18	2,52	26,31	6,75
S.SISTO 7 EST ALTO SX	0,81	3,49	13,59	43,45	0,20	2,63	28,35	6,51
S.SISTO 7 INT ALTO SX	0,78	3,44	14,40	45,49	0,18	2,74	25,13	6,86
S.SISTO PIPE SUPERIORE SX	0,82	3,51	15,00	48,66	0,18	2,76	21,55	6,58
S.SISTO PIPE CENTRALE SX	0,86	3,49	14,64	48,16	0,18	2,69	22,42	6,61
S.SISTO PIPE INFERIORE SX	0,90	3,52	14,95	49,36	0,17	2,80	20,69	6,67

Tab.10 Principali elementi chimici maggiori presenti nei campioni di S.Sisto

CAMPIONE	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₄	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃
ARC BASSO EST SX	0,71	3,74	15,52	49,2	0,18	2,88	19,46	7,34
ARC BASSO INT SX	0,79	3,69	15,41	49,02	0,19	2,87	19,57	7,5
ARC 1 SP MED EST SX	0,89	4,13	15,20	48,53	0,17	2,93	20,34	6,87
ARC 1 SP MED INT SX	1,11	4,10	15,08	48,09	0,18	2,85	20,69	6,94
ARC 2 MED EST SX	1,80	4,03	15,42	48,56	0,19	2,87	19,00	7,19
ARC 2 MED INT SX	1,31	3,92	15,33	48,59	0,20	2,84	19,67	7,21
ARC 3 CRIN MEDIO INT SX	1,44	3,83	15,50	49,07	0,20	2,88	19,10	7,06
ARC 3 CRIN MEDIO EST SX	1,86	3,86	15,32	48,58	0,19	2,86	19,44	6,99
ARC 4 SP MEDI ALTO EST SX	2,00	4,10	15,18	48,21	0,20	2,86	19,45	7,08
ARC 4 SP MED ALTO INT SX	1,60	3,89	15,35	48,66	0,20	2,94	19,37	7,06
ARC 5 ALTO EST SX	1,61	4,13	15,12	48,40	0,17	2,91	19,83	6,91
ARC 5 ALTO INT SX	1,37	4,17	16,27	51,00	0,13	3,20	16,05	6,90
ARC SP EST2 DX	0,64	3,82	15,13	48,24	0,19	2,89	21,29	6,85
ARC SP INT 2 DX	0,87	3,77	14,56	47,16	0,19	2,83	23,09	6,57
ARC SP EST 3 DX	0,99	4,13	15,51	49,38	0,16	2,97	18,77	7,15
ARC SPINT 3 DX	1,38	3,94	16,39	51,54	0,14	3,14	15,26	7,27
ARC SP EST 5 DX	1,14	4,11	15,56	48,99	0,18	2,96	18,99	7,10
ARC SP INT 5 DX	1,26	4,11	16,44	50,97	0,15	3,17	15,45	7,49
ARC SP EST 6 DX	1,04	3,83	15,14	47,44	0,17	2,89	21,24	7,27
ARC SP INT 6 DX	1,53	3,64	14,89	46,66	0,18	2,84	21,92	7,38
ARC ALTO DX	1,20	4,02	16,50	51,20	0,15	3,13	14,57	8,01
ARC PIPE 1 SUPERIORE DX	1,08	3,89	15,05	48,33	0,17	2,86	20,67	7,03
ARC PIPE 1 CENTRALE DX	1,33	3,90	15,01	47,67	0,17	2,88	21,05	7,08
ARC PIPE 1 INFERIORE DX	1,50	4,02	15,58	49,87	0,16	3,02	18,06	6,87
VASI' 1 BASSO EST	1,40	3,99	15,24	48,62	0,14	3,05	19,71	6,96
VASI' 1 BASSO INT	1,51	3,75	15,11	47,69	0,16	2,93	21,19	6,80
VASI' 2 TER INF EST	1,30	4,02	16,05	51,28	0,15	3,14	16,34	6,81

Tab.11 Principali elementi chimici maggiori presenti nei campioni di Caulonia
continua

CAMPIONE	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₄	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃
VASI' 2 TER INF INT	1,30	4,02	16,05	51,28	0,15	3,14	16,34	6,81
VASI' 3 MED EST	1,25	4,11	15,92	50,56	0,16	3,13	16,92	7,05
VASI' 3 MED INT	1,31	3,71	14,25	46,26	0,21	2,74	23,69	6,93
VASI' 4 TER SUP EST	1,38	3,76	14,62	47,37	0,19	2,85	21,75	7,18
VASI' 4 TER SUP INT	6,14	3,51	14,55	47,63	0,15	2,70	18,17	6,36
VASI' 5 ALTO EST	1,85	3,84	15,27	49,22	0,15	2,93	18,98	6,87
VASI' 5 ALTO INT	5,29	3,82	14,71	47,50	0,17	2,79	18,36	6,51
VASI' GULLY 1ALTO	1,36	3,79	15,27	49,1	0,16	2,88	19,48	7,05
VASI' GULLY CENTR	2,63	3,59	13,52	43,99	0,21	2,69	26,10	6,41
RIEMP.TERRAZZO INF	3,38	4,10	14,76	47,64	0,16	2,85	19,54	6,71
VASI' ALTERAZIONE EST	1,36	3,17	12,20	57,21	0,20	2,29	17,18	5,49
VASI' ALTERAZIONE INT	1,30	3,64	15,24	49,25	0,16	2,91	19,41	7,18
VASI' ADIACENTE FASC.ALT.EST	1,78	3,72	15,11	49,04	0,16	2,88	19,35	7,05
VASI' ADIACENTE FASC.ALT.INT	1,40	3,84	15,12	49,39	0,16	2,93	19,00	7,25
	1,74	3,90	15,26	49,22	0,16	2,93	18,96	6,92

Campione	Ni	Cr	V	La	Ce	Co	Ba	Nb	Zr	Y	Sr	Rb
C1 BAS EST DX KR	54	121	145	38	71	18	326	13	143	22	320	118
C1 BAS INT DX KR COS.TIZ.	61	122	149	38	86	18	308	14	150	24	314	124
C2 BAS EST SX KR	56	123	147	47	93	19	316	14	145	20	299	118
C2 BAS INT SX KR	55	124	141	37	100	17	291	14	143	21	323	117
C3 CENT EST DX KR	54	124	140	38	78	18	322	13	148	22	309	117
C3 CENT INT DX KR	55	119	137	42	77	17	305	14	148	22	316	117
C4 ALT EST DX KR	58	121	140	42	69	18	345	14	147	22	286	120
C4 ALT INT DX KR	54	123	137	37	91	16	307	13	141	21	286	118
C5 CENT EST SX KR	57	125	144	39	79	20	334	14	143	21	313	116
C5 CENT INT SX KR	59	130	148	39	87	18	319	15	147	21	325	125
C6 ALT EST SX KR	54	118	136	29	71	17	346	14	148	27	298	97
C6 ALT INT SX KR	52	119	142	43	86	16	337	14	156	23	298	120
PIPE 1 BAS INF COS.TIZ KR	57	127	144	44	79	18	364	13	150	21	313	116
PIPE 1 BAS SUP COS.TIZ KR	63	129	149	34	88	20	303	14	137	20	336	118
PIPE 1 BAS CENT KR	58	125	144	39	87	18	351	13	147	21	318	114
PIPE 2 CENT SUP KR	58	132	146	43	78	20	345	14	143	22	286	116
PIPE 2 CENT INTERM KR	59	126	143	48	79	17	327	14	139	21	298	116
PIPE 2 CENT INF KR	56	124	145	34	79	17	327	14	142	22	301	113
ATLANTIS CAMPSPED KR INT	61	133	151	46	100	19	285	15	140	21	370	118
ATLANTIS CAMPSPED KR EST	59	123	146	36	83	18	270	13	133	19	348	110

Tab.12 Elementi chimici minori presenti nei campioni di Crotone

continua

Campione	Ni	Cr	V	La	Ce	Co	Ba	Nb	Zr	Y	Sr	Rb
C1 BAS EST DX KR	54	121	145	38	71	18	326	13	143	22	320	118
C1 BAS INT DX KR COS.TIZ.	61	122	149	38	86	18	308	14	150	24	314	124
C2 BAS EST SX KR	56	123	147	47	93	19	316	14	145	20	299	118
C2 BAS INT SX KR	55	124	141	37	100	17	291	14	143	21	323	117
C3 CENT EST DX KR	54	124	140	38	78	18	322	13	148	22	309	117
C3 CENT INT DX KR	55	119	137	42	77	17	305	14	148	22	316	117
C4 ALT EST DX KR	58	121	140	42	69	18	345	14	147	22	286	120
C4 ALT INT DX KR	54	123	137	37	91	16	307	13	141	21	286	118
C5 CENT EST SX KR	57	125	144	39	79	20	334	14	143	21	313	116
C5 CENT INT SX KR	59	130	148	39	87	18	319	15	147	21	325	125
C6 ALT EST SX KR	54	118	136	29	71	17	346	14	148	27	298	97
C6 ALT INT SX KR	52	119	142	43	86	16	337	14	156	23	298	120
PIPE 1 BAS INF COS.TIZ KR	57	127	144	44	79	18	364	13	150	21	313	116
PIPE 1 BAS SUP COS.TIZ KR	63	129	149	34	88	20	303	14	137	20	336	118
PIPE 1 BAS CENT KR	58	125	144	39	87	18	351	13	147	21	318	114
PIPE 2 CENT SUP KR	58	132	146	43	78	20	345	14	143	22	286	116
PIPE 2 CENT INTERM KR	59	126	143	48	79	17	327	14	139	21	298	116
PIPE 2 CENT INF KR	56	124	145	34	79	17	327	14	142	22	301	113
ATLANTIS CAMPSPED KR INT	61	133	151	46	100	19	285	15	140	21	370	118
ATLANTIS CAMPSPED KR EST	59	123	146	36	83	18	270	13	133	19	348	110

Campione	Ni	Cr	V	La	Ce	Co	Ba	Nb	Zr	Y	Sr	Rb
C1-Alt-Est	45	105	118	35	63	14	294	16	173	25	291	130
C1-Alt-Int	47	112	131	36	63	15	298	16	168	26	295	137
C2-Alt-Pipe-Inf	40	97	111	31	64	15	331	14	203	24	298	123
C2-Alt-Pipe-Centro	41	97	111	36	63	14	308	15	196	26	288	121
C2-Alt-Pipe-Sup	42	108	125	45	78	15	318	15	187	26	315	131
C3-Alt-Est	43	107	121	36	84	16	307	16	197	26	298	129
C3-Alt-Int	45	108	125	31	56	15	300	16	183	26	298	130
C3-Alt-Pipe-Inf	43	101	117	36	78	15	309	15	203	25	304	125
C3-Alt-Pipe-Centro	41	95	109	35	62	14	295	15	200	26	276	121
C3-Alt-Pipe-Sup	45	108	125	36	64	16	331	16	182	26	317	130
C4-Bas-Pipe-Inf	45	110	122	37	65	15	317	16	191	26	337	128
C4-Bas-Pipe-Centro	44	113	124	32	72	16	330	17	195	28	336	132
C4-Bas-Pipe-Sup	45	112	125	37	72	17	324	16	207	28	337	131
C5-Bas-Est	48	117	130	40	84	17	364	17	170	27	294	137
C5-Bas-Int	55	122	137	48	77	17	366	19	172	27	299	142
Fondo Canale	43	102	115	36	70	15	334	15	147	23	302	130

Tab.13 Elementi chimici minori presenti nei campioni di Verzino

Campione	Nb,	Zr,	Y,	Sr,	Rb	Ni,	Cr,	V,	La,	Ce,	Co,	Ba
S.SISTO 1 EST BASSO DX	13	144	20	814	118	65	115	138	37	74	20	211
S.SISTO 1 INT BASSO DX	16	156	24	681	127	66	123	138	40	78	19	231
S.SISTO 2 INT MEDIO DX	15	150	24	730	121	66	117	141	42	63	18	224
S.SISTO 2 EST MEDIO DX	16	155	23	760	121	58	119	143	42	82	16	209
S.SISTO 3 INT MEDIO-ALTO MARRONE DX	15	150	21	744	127	83	116	143	30	63	22	238
S.SISTO 3 INT MEDIO-ALTO VERDE DX	15	150	23	782	125	66	113	141	54	82	16	234
S.SISTO 3 EST MEDIO-ALTO DX	15	157	20	742	120	58	113	138	30	91	15	218
S.SISTO 4 INT ALTO DX	15	153	23	779	132	70	119	146	36	90	18	222
S.SISTO 4 EST ALTO DX	15	153	23	755	127	66	115	142	36	81	19	240
S.SISTO 5 INT BASSO SX	15	160	24	583	126	59	122	135	39	76	17	257
S.SISTO 5 EST BASSO SX	16	151	23	730	123	62	119	143	41	80	18	196
S.SISTO 6 INT MEDIO SX	14	150	21	863	118	64	114	134	37	85	19	225
S.SISTO 6 EST MEDIO SX	15	153	21	804	121	66	114	140	42	74	19	236
S.SISTO 7 INT ALTO SX	14	151	18	848	121	60	107	132	31	76	16	235
S.SISTO 7 EST ALTO SX	14	154	23	785	134	68	116	133	54	81	20	241
S.SISTO PIPE INF SX	15	172	25	602	131	65	114	134	44	93	18	281
S.SISTO PIPE SUP SX	16	179	25	655	131	66	118	138	45	77	19	236
S.SISTO PIPE CENTR SX	14	178	24	646	126	63	109	129	40	61	19	248

Tab.14 Elementi chimici minori presenti nei campioni di S.Sisto

Campione	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Ni	Cr	V	La	Ce	Co	Ba
ARC BASSO EST SX	64	249	160	11	323	57	105	127	40	63	16	269
ARC BASSO INT SX	7	129	25	416	76	54	99	118	38	61	17	256
ARC 1 SP MED EST SX	12	131	22	498	110	63	129	146	45	86	19	353
ARC 1 SP MED INT SX	12	124	24	500	106	62	130	148	51	78	18	282
ARC 2 MED EST SX	13	128	21	473	106	68	129	151	49	75	20	305
ARC 2 MED INT SX	13	123	21	482	105	69	126	147	44	76	16	309
ARC 3 CRIN MEDIO INT SX	13	126	21	450	108	66	130	149	55	76	18	314
ARC 3 CRIN MEDIO EST SX	13	129	21	489	108	63	125	144	44	84	17	284
ARC 4 SP MEDI ALTO EST SX	13	123	22	479	109	66	127	151	50	76	19	276
ARC 4 SP MED ALTO INT SX	12	124	22	451	110	69	126	148	39	84	17	299
ARC 5 ALTO EST SX	13	132	22	501	109	68	122	140	50	93	18	318
ARC 5 ALTO INT SX	15	137	24	375	115	64	128	144	47	72	19	336
ARC PIPE 1 SUP DX	13	131	22	484	106	63	119	138	34	78	18	298
ARC PIPE 1 CENT DX	12	127	21	501	108	63	126	144	40	78	19	276
ARC PIPE 1 INF DX	14	132	22	397	112	62	127	147	49	91	17	317
ARC SP EST 2	16	154	24	615	141	68	124	152	37	75	17	297
ARC SP INT 2	15	158	20	713	150	70	123	141	39	69	16	298
ARC SP EST 3	17	159	25	518	141	67	132	150	36	56	18	308
ARC SP INT 3	18	155	26	449	148	70	133	152	43	68	20	297
ARC SP EST 5	15	155	24	566	141	70	131	152	41	81	19	309
ARC SP IN 5	17	159	25	422	149	75	135	159	43	84	18	298
ARC SP EST 6	16	159	24	655	139	72	129	152	48	75	18	313
ARC SP INT 6	16	160	23	744	133	70	128	147	43	84	19	291
ARC ALTO	17	155	27	405	147	63	166	200	52	82	30	335
VASI' 1 BASSO EST	13	139	22	453	114	62	119	142	39	77	17	318
VASI' 1 BASSO INT	13	136	22	484	106	64	120	140	40	87	20	317
VASI' 2 TER INF EST	18	165	28	431	146	67	126	142	42	97	19	353

Tab.15 Elementi chimici minori presenti nei campioni di Caulonia

continua

Campione	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Ni	Cr	V	La	Ce	Co	Ba
VASI' 2 TER INF INT	14	132	24	367	117	64	129	147	53	89	20	371
VASI' 3 MED EST	12	123	19	590	105	67	122	140	42	90	15	245
VASI' 3 MED INT	12	121	21	533	104	68	125	144	40	79	18	254
VASI' 4 TER SUP EST	12	123	20	422	105	62	116	136	37	73	16	236
VASI' 4 TER SUP INT	13	124	21	433	111	66	125	144	33	59	16	266
VASI' 5 ALTO EST	12	123	21	451	106	64	116	141	43	82	17	360
VASI' 5 ALTO INT	13	136	20	455	113	51	97	115	25	66	14	184
VASI' GULLY 1ALTO	11	116	17	633	94	64	113	132	37	84	16	236
VASI' GULLY 1 CENTR	12	129	21	466	104	64	122	138	33	76	20	377
RIEMP.TERRAZZO INF	11	226	32	349	85	46	85	89	43	89	16	378
VASI' ALTERAZIONE EST	12	136	19	289	173	56	105	127	40	70	16	308
VASI' ALTERAZIONE INT	25	492	22	251	242	55	101	117	30	74	14	270
VASI' ADIACENTE FASC.ALT EST	12	122	19	408	107	55	103	123	35	56	16	302
VASI' ADIACENTE FASC.ALT INT	12	122	18	429	109	52	99	118	38	67	15	286

CAMPIONE	Li	Na	K	Mg	Ca	Cl	Br	NO3	SO4	F
ATLANTIS CAMSPED KR INT	13,95	571,58	30,88	11,72	11,93	232,16	0,05	45,64	1016,62	0,23
ATLANTIS CAMSPED KR EST	18,52	864,42	40,35	24,68	41,30	503,28	0,12	89,73	1489,33	0,09
C1 BAS EST DX KR	12,65	594,02	26,11	6,19	23,22	576,11	0,11	58,61	529,20	0,24
C1 BAS INT DX KR COS.TIZ.	13,53	670,48	25,47	6,79	10,18	538,32	0,11	58,11	790,92	0,27
C2 BAS EST SX KR	27,88	960,72	38,45	16,43	40,77	802,40	0,17	97,65	1083,32	0,10
C2 BAS INT SX KR	16,91	623,72	29,45	4,31	10,22	420,18	0,08	55,31	686,00	0,22
C3 CENT EST DX KR	23,64	744,55	30,50	14,52	48,95	694,43	0,12	46,10	872,58	0,11
C3 CENT INT DX KR	18,55	748,68	33,75	7,46	8,43	572,74	0,13	33,95	879,90	0,20
C4 ALT EST DX KR	18,87	1041,29	31,08	11,21	77,43	992,77	0,17	57,43	1021,65	0,12
C4 ALT INT DX KR	7,68	622,37	17,02	0,71	3,45	485,49	0,09	26,86	619,85	0,21
C5 CENT EST SX KR	16,88	450,83	24,18	5,92	11,07	347,73	0,11	62,53	357,45	0,19
C5 CENT INT SX KR	18,48	690,78	33,13	7,63	14,48	446,84	0,12	88,61	865,90	0,19
C6 ALT EST SX KR	50,15	2369,39	78,00	33,78	106,38	1754,76	0,28	100,62	3243,95	0,44
C6 ALT INT SX KR	15,62	643,93	26,66	3,58	10,57	522,86	0,01	22,80	622,58	0,55
PIPE 1 BAS INF COS.TIZ KR	11,04	254,18	15,65	2,03	9,03	147,76	0,03	19,31	284,28	0,37
PIPE 1 BAS SUP COS.TIZ KR	12,53	380,90	18,11	2,70	18,22	145,09	0,03	20,02	234,56	0,50
PIPE 1 BAS CENT KR	12,10	343,26	21,40	3,60	23,99	232,65	0,07	25,66	235,97	0,70
PIPE 2 CENT SUP KR	15,72	504,18	20,44	4,99	15,79	287,72	0,08	20,67	548,51	0,17
PIPE 2 CENT INTERM KR	0,05	349,48	12,96	1,34	6,34	308,29	0,08	19,54	277,04	0,21
PIPE 2 CENT INF KR	6,17	150,67	9,42	1,62	6,34	309,90	0,08	19,78	234,89	0,23
PIPE 1 SUPERIORE	15,20	679,67	24,74	7,40	17,65	690,38	0,14	59,60	527,29	0,18
PIPE 1 CENTRALE	23,85	956,45	37,95	17,61	26,65	985,85	0,22	114,64	849,20	0,18
PIPE INFERIORE	16,51	317,19	18,21	6,64	13,73	214,75	0,05	26,00	421,01	0,20
PIPE 2 SUPERIORE	22,86	1249,76	48,91	29,90	147,59	1407,40	0,30	113,51	1197,20	0,00
PIPE 2 CENTRALE	0,06	898,33	36,11	24,74	111,37	1083,57	0,33	92,15	1443,21	0,08
PIPE 2 INFERIORE	14,50	1469,63	35,83	12,14	61,04	81,80	0,03	8,88	84,09	0,44
PIPE 3 SUPERIORE	15,32	733,08	30,17	14,67	42,46	762,96	0,10	61,27	705,74	0,18
PIPE 3 CENTRALE	29,20	1036,95	59,12	71,02	263,15	1006,04	0,31	57,25	1951,14	0,14
PIPE 3 INFERIORE	18,94	1257,49	47,92	41,06	145,32	1318,98	0,19	89,19	1349,11	0,19
CROSTA BASSO	16,08	1075,91	28,93	9,18	35,00	1157,01	0,22	179,75	782,32	0,18
INTERNO BASSO	17,02	1278,53	46,91	24,90	26,87	1419,83	0,13	27,57	897,36	0,12

Tab.16 Sali solubili Crotone

continua

CAMPIONE	Li	Na	K	Mg	Ca	Cl	Br	NO3	SO4	F
CROSTA ALTO	10,00	677,38	43,44	6,93	40,33	518,81	0,08	12,09	1000,37	0,17
INTERNO ALTO	10,75	758,92	27,96	5,20	9,27	946,84	0,15	141,78	311,15	0,20
CROSTA ALTO ATLA1	9,80	592,53	25,35	5,11	10,63	588,44	0,13	154,45	487,92	0,21
INTERNO ALTO ATLA1	17,80	975,35	48,17	26,36	17,25	945,49	0,25	242,71	668,56	0,70
BASSO CROSTA ATLANTIS	11,82	702,95	19,80	8,05	28,78	632,07	0,15	125,74	628,53	0,12
BASSO INTERNO ATLANTIS	0,00	1039,55	22,39	5,44	7,46	1185,13	0,30	259,70	449,58	0,10
PIPE 4 SUPERIORE	13,57	1341,57	37,68	17,79	69,76	1352,85	0,48	312,08	1010,33	0,12
PIPE 4 CENTRALE	17,16	775,22	45,04	39,28	201,96	787,19	0,25	140,08	1168,76	0,10
PIPE 4 INFERIORE	11,36	394,92	27,98	8,86	76,17	275,41	0,09	54,45	634,26	0,11
PIPE 5 SUPERIORE	0,00	1255,55	35,17	21,51	203,85	1124,11	0,22	137,17	1736,62	0,00
PIPE 5 CENTRALE	0,00	1268,52	27,47	5,75	18,63	1618,17	0,28	192,14	607,19	0,00
PIPE 5 INFERIORE	18,90	1369,86	37,98	33,62	258,18	1384,46	0,27	176,92	1796,65	0,00
PIPE 6 SUPERIORE	14,78	1073,09	30,77	19,91	96,06	1213,96	0,36	52,22	1064,35	0,18
PIPE 6 CENTRALE	17,91	1405,67	27,46	24,00	69,98	1596,30	0,34	58,50	1041,49	0,11
PIPE 6 INFERIORE	9,08	423,05	19,36	8,19	44,91	295,82	0,09	15,23	688,33	0,17
CROSTA VERSANTE PIPE 5-6 ATLANTIS	13,07	434,26	24,47	4,83	10,96	288,68	0,07	49,90	511,27	0,17
INTERNO VERSANTE PIPE 5-6 ATLANTIS	15,91	888,11	43,73	15,54	15,31	1072,33	0,38	165,93	561,67	0,12

CAMPIONE	Li	Na	K	Mg	Ca	Sr	Cl	Br	NO3	SO4	F
ARC BAS EST SX	28,15	223,50	35,99	40,01	152,95	0,37	14,91	0,00	3,37	968,85	0,13
ARC BAS INT SX	25,00	206,34	37,81	55,16	279,13	0,38	10,40	0,00	2,06	1299,90	0,06
ARC 1 SP MED EST SX	27,41	529,58	57,21	54,31	279,80	1,71	56,71	0,00	29,31	2079,20	0,00
ARC 1 SP MED INT SX	23,61	498,02	56,48	29,14	59,35	0,36	57,81	0,06	23,74	1277,34	0,00
ARC 2 MED EST SX	25,72	774,80	50,25	36,24	60,63	0,34	83,66	0,00	5,73	1870,06	0,11
ARC 2 MED INT SX	20,13	662,50	55,05	29,60	23,77	1,02	40,67	0,00	1,73	1625,23	0,13
ARC 3 CRIN MEDIO INT SX	11,65	689,04	34,18	13,37	14,51	0,00	88,66	0,00	8,58	1565,97	0,21
ARC 3 CRIN MEDIO EST SX	18,80	816,12	47,65	39,31	140,83	0,76	80,74	0,00	7,63	2389,99	0,18
ARC 4 SP MEDI ALTO EST SX	0,07	848,93	49,06	38,81	245,64	0,00	52,37	0,00	14,93	2516,88	0,12
ARC 4 SP MED ALTO INT SX	17,93	878,69	50,33	23,89	47,20	0,00	48,32	0,00	17,75	2124,16	0,10
ARC 5 ALTO EST SX	22,17	931,51	59,45	58,40	240,85	0,81	198,27	0,14	16,29	2618,05	0,00
ARC 5 ALTO INT SX	15,49	565,06	34,90	14,16	18,71	0,00	51,19	0,00	5,69	1282,51	0,28
ARC SPEST2 DX	0,02	97,09	15,70	3,49	11,32	0,00	14,64	0,00	9,19	76,30	1,13
ARC SPIN2 DX	0,05	282,47	27,89	5,98	14,39	0,00	18,99	0,00	12,58	553,50	0,31
ARC SPEST3 DX	26,15	465,34	44,76	28,03	107,71	0,46	75,65	0,00	4,05	1270,59	0,04
ARC SPIN3 DX	0,04	655,72	38,56	7,98	16,73	0,00	58,25	0,00	0,08	1354,05	0,24
ARC SPEST5 DX	0,06	562,11	49,38	28,97	213,32	0,64	93,71	0,00	34,13	1680,43	0,43
ARC SPIN5 DX	22,94	661,87	48,34	17,20	71,54	0,00	85,83	0,00	35,98	1676,50	0,10
ARC SPEST6 DX	0,09	861,25	53,29	66,32	252,10	0,92	84,81	0,00	1,29	2724,19	0,15
ARC SPIN6 DX	0,03	596,29	31,90	6,49	12,22	0,00	39,64	0,00	5,96	1242,13	0,57

Tab.17 Sali solubili Caulonia

continua

CAMPIONE	Li	Na	K	Mg	Ca	Sr	Cl	Br	NO3	SO4	F
VASI' 1 BASSO EST	19,65	811,28	42,96	16,65	55,44	0,48	380,44	0,00	17,68	1335,48	0,50
VASI' 1 BASSO INT	10,22	547,79	19,27	3,33	10,86	0,00	359,78	0,00	10,45	679,09	0,53
VASI' 2 TER INF EST	0,04	743,69	35,27	6,88	18,94	0,00	388,42	0,05	10,40	1061,56	0,30
VASI' 2 TER INF INT	0,02	417,32	21,78	3,21	4,72	0,00	169,73	3,42	2,35	473,67	0,63
VASI' 3 MED EST	21,93	1046,17	57,48	42,06	188,56	1,43	762,28	0,14	19,78	2046,14	0,00
VASI' 3 MED INT	-	676,30	37,93	7,73	14,53	0,00	442,51	0,10	9,50	962,08	0,30
VASI' 4 TER SUP EST	0,05	896,58	41,62	11,19	18,39	0,00	672,82	0,14	16,18	1042,57	0,26
VASI' 4 TER SUP INT	0,05	1038,33	59,17	16,90	23,57	0,00	669,17	0,11	5,63	1429,04	0,20
VASI' 5 ALTO EST	24,34	562,64	43,38	25,27	94,23	0,58	317,09	0,00	2,98	1175,86	0,37
VASI' 5 ALTO INT	19,41	661,54	35,25	10,49	11,15	0,00	496,40	0,12	8,19	797,32	1,89
VASI' GULLY 1ALTO	24,13	922,62	52,55	15,75	49,05	0,45	848,57	0,17	12,80	1087,24	0,22
VASI' GULLY 1 CENTR	31,81	1175,30	68,26	81,10	346,84	2,56	839,92	0,12	18,25	2772,88	0,00
VASI' ALTERAZIONE EST	15,71	623,33	26,50	6,92	21,73	0,00	453,72	0,09	15,51	754,21	1,10
VASI' ALTERAZIONE INT	0,06	1240,95	54,62	26,91	50,95	0,00	829,86	0,00	10,11	1466,43	0,39
VASI' ADIACENTE FASC.ALT.EST	16,74	801,32	39,75	8,17	29,73	0,00	507,86	0,10	6,00	1210,10	0,28
VASI' ADIACENTE FASC.ALT.INT	0,05	1443,69	91,90	34,32	56,57	0,00	908,05	0,01	10,99	2339,02	0,20

CAMPIONE	Li	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	F
S.SISTO 1 EST BASSO DX	0,03	241,03	14,11	1,92	4,37	73,87	8,52	152,69	1,99
S.SISTO 1 INT BASSO DX	0,02	213,50	7,13	0,82	3,31	65,08	14,76	98,64	2,34
S.SISTO 2 EST MEDIO DX	0,02	171,37	6,29	1,12	2,81	27,15	3,47	76,65	2,06
S.SISTO 2 INT MEDIO DX	0,02	235,27	15,06	2,53	3,88	46,09	4,82	174,30	2,31
S.SISTO 3 EST MEDIO-ALTO DX	0,02	183,92	7,95	1,30	2,84	36,09	3,95	104,02	2,10
S.SISTO 3 INT MEDIO-ALTO MARRONE DX	0,03	250,43	6,83	1,59	4,75	88,51	4,86	202,07	1,02
S.SISTO 3 INT MEDIO-ALTO VERDE DX	0,03	232,92	13,01	1,76	3,59	58,67	4,12	163,85	2,28
S.SISTO 4 EST ALTO DX	0,02	191,98	8,13	1,11	2,55	41,68	11,65	81,34	2,52
S.SISTO 4 INT ALTO DX	0,03	279,35	13,65	1,90	4,13	106,95	39,34	205,48	2,56
S.SISTO 5 EST BASSO SX	0,02	179,70	7,15	1,09	2,74	38,24	4,35	54,59	2,17
S.SISTO 5 INT BASSO SX	0,03	179,19	9,77	0,96	2,64	35,95	6,64	117,80	2,16
S.SISTO 6 EST MEDIO SX	0,02	162,17	6,95	1,39	3,48	29,24	7,71	85,95	2,34
S.SISTO 6 INT MEDIO SX	0,02	165,61	6,88	1,43	3,18	31,55	5,92	47,80	2,23
S.SISTO 7 EST ALTO SX	0,03	166,79	9,24	1,31	2,76	24,24	6,14	52,83	1,95
S.SISTO 7 INT ALTO SX	0,02	172,36	12,65	0,70	7,26	18,36	4,36	56,88	2,59

Tab.18 Sali solubili S.Sisto

CAMPIONE	Li	Na	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	F
C1-ALT-EST	0,10	1586,92	36,70	22,45	89,12	2163,10	40,74	732,38	0,00
C1-ALT-INT	0,08	641,59	21,38	1,28	9,59	625,32	8,20	350,45	0,29
C3-ALT-EST	0,07	881,29	26,57	8,54	48,50	1085,58	31,92	607,19	0,27
C3-ALT-INT	0,11	1029,68	23,37	6,88	48,44	1123,92	26,55	719,90	0,14
C5-BAS-EST	0,10	1674,03	29,08	22,63	42,76	2532,79	64,29	339,06	0,00
C5-BAS-INT	0,06	657,15	14,49	2,42	10,60	664,27	10,05	340,18	0,54
C2-ALT PIPE SUP	0,09	1691,43	28,20	27,68	165,65	2329,65	36,07	959,57	0,00
C2-ALT PIPE CENT	0,07	1154,04	21,11	19,18	63,73	1656,04	17,48	578,57	0,14
C2-ALT PIPE INF	0,08	1130,32	24,15	15,87	76,32	1464,84	16,52	526,25	0,29
C3-ALT-PIPE SUP	0,07	1565,06	22,68	20,38	26,04	2425,52	70,40	227,94	0,42
C3-ALT-PIPE CENT	0,06	1224,45	20,09	14,34	55,05	1639,29	26,38	548,69	0,10
C3-ALT-PIPE INF	38,66	2059,69	23,19	43,90	150,17	2919,14	83,91	957,34	0,00
C4-BAS-PIPE-SUP	0,09	1230,33	25,39	29,85	265,53	1343,26	15,00	1572,84	0,19
C4-BAS-PIPE-CENT	0,05	634,69	11,37	1,57	13,55	742,04	3,88	290,16	0,87
C4-BAS-PIPE-INF	0,12	1340,13	24,69	21,80	111,46	1632,65	12,60	889,67	1,33

Tab.19 Sali solubili Verzino

CAMPIONE	SAR
ATLANTIS CAMSPED KR INT	14,76
ATLANTIS CAMSPED KR EST	29,82
C1 BAS EST DX KR	35,01
C1 BAS INT DX KR COS.TIZ.	33,58
C2 BAS EST SX KR	37,38
C2 BAS INT SX KR	28,21
C3 CENT EST DX KR	26,31
C3 CENT INT DX KR	28,35
C4 ALT EST DX KR	40,06
C4 ALT INT DX KR	32,15
C5 CENT EST SX KR	41,42
C5 CENT INT SX KR	24,04
C6 ALT EST SX KR	45,43
C6 ALT INT SX KR	80,87
CROSTA BASSO	29,30
INTERNO BASSO	27,29
CROSTA ALTO	36,66
INTERNO ALTO	51,27
CROSTA ALTO ATLA 1	43,86
INTERNO ALTO ATLA1	41,85
BASSO CROSTA ATLANTIS	42,73
BASSO INTERNO ATLANTIS	25,93
CROSTA VERSANTE PIPE 5-6 ATLANTIS	49,48
INTERNO VERSANTE PIPE 5-6 ATLANTIS	37,38
PIPE 1 SUP	19,89
PIPE 1 CENTRALE	28,33
PIPE1 INFERIORE	32,92
PIPE 2 SUPERIORE	13,82
PIPE 2 CENTRALE	32,05
PIPE 2 INFERIORE	32,55
PIPE 3 SUPERIORE	55,81
PIPE 3 CENTRALE	30,75
PIPE 3 INFERIORE	38,01
PIPE 4 SUPERIORE	38,02
PIPE 4 CENTRALE	19,10
PIPE 4 INFERIORE	43,51
PIPE 5 SUPERIORE	30,40
PIPE 5 CENTRALE	13,16
PIPE 5 INFERIORE	13,16
PIPE 6 SUPERIORE	17,84
PIPE 6 CENTRALE	30,40
PIPE 6 INFERIORE	13,16
BASSO PIPE1 SUP COSTA TIZIANA	21,31
BASSO PIPE1 CENT COSTA TIZIANA	26,04
BASSO PIPE1 INF COSTA TIZIANA	37,01
CENT PIPE2 SUP	15,26
CENT PIPE2 INTER	22,09
CENT PIPE2 INF	17,32

Tab.20 Indice di adsorbimento del sodio SAR dell'area di Crotone

CAMPIONE	SAR
C1-ALT-EST	34,48
C1-ALT-INT	29,85
C3-ALT-EST	70,63
C3-ALT-INT	27,49
C5-BAS-EST	38,23
C5-BAS-INT	38,91
C2-ALT-PIPE-SUP	18,43
C2-ALT-PIPE-CENTRO	18,43
C2-ALT-PIPE-INF	34,33
C3-ALT-PIPE-SUP	35,34
C3-ALT-PIPE-CENTRO	17,63
C3-ALT-PIPE-INF	24,54
C4-BAS-PIPE-SUP	20,06
C4-BAS-PIPE-CENTRO	44,99
C4-BAS-PIPE-INF	24,75

Tab.21 SAR dell'area di Verzino

CAMPIONE	SAR
S.SISTO 1 EST BASSO DX	51,65
S.SISTO 1 INT BASSO DX	30,68
S.SISTO 2 EST MEDIO DX	36,67
S.SISTO 2 INT MEDIO DX	51,52
S.SISTO 3 EST MEDIO-ALTO DX	47,38
S.SISTO 3 INT MEDIO-ALTO MARRONE DX	24,18
S.SISTO 3 INT MEDIO-ALTO VERDE DX	27,23
S.SISTO 4 EST ALTO DX	21,87
S.SISTO 4 INT ALTO DX	22,84
S.SISTO 5 EST BASSO SX	22,69
S.SISTO 5 INT BASSO SX	25,40
S.SISTO 6 EST MEDIO SX	25,18
S.SISTO 6 INT MEDIO SX	25,26
S.SISTO 7 EST ALTO SX	28,55
S.SISTO 7 INT ALTO SX	23,23
S.SISTO PIPE SUP SX S.SISTO	14,65
S.SISTO PIPE CENTRO SX S.SISTO	23,73
S.SISTO PIPE INF SX S.SISTO	37,14

Tab.22 SAR dell'area di Verzino

CAMPIONE	SAR
ARC BAS EST SX	2,95
ARC BAS INT SX	4,16
ARC 1 SP MED EST SX	2,95
ARC 1 SP MED INT SX	7,59
ARC 2 MED EST SX	13,23
ARC 2 MED INT SX	19,45
ARC 3 CRIN MEDIO INT SX	21,42
ARC 3 CRIN MEDIO EST SX	31,39
ARC 4 SP MEDI ALTO EST SX	15,67
ARC 4 SP MED ALTO INT SX	26,01
ARC 5 ALTO EST SX	13,29
ARC 5 ALTO INT SX	13,97
ArchSPEST2 DX	24,00
ArchSPIN2 DX	6,47
ArchSPEST3 DX	15,80
ArchSPIN3 DX	10,33
ArchSPEST5 DX	33,03
ArchSPIN5 DX	9,58
ArchSPEST6 DX	9,58
ArchSPIN6 DX	10,33
VASI' 1 BASSO EST	33,03
VASI' 1 BASSO INT	9,58
VASI' 2 TER INF EST	12,48
VASI' 2 TER INF INT	34,30
VASI' 3 MED EST	24,54
VASI' 3 MED INT	37,31
VASI' 4 TER SUP EST	60,82
VASI' 4 TER SUP INT	36,32
VASI' 5 ALTO EST	17,94
VASI' 5 ALTO INT	17,94
VASI' GULLY 1ALTO	35,66
VASI' GULLY 1 CENTR	40,68
ARC PIPE 1 SUP DX	19,10
ARC PIPE 1 CENT DX	38,02
ARC PIPE 1 INF DX	19,10

Tab.23 Indice di adsorbimento del sodio SAR dell'area di Caulonia

CAMPIONE	DISMECTITE	DIVERMICULITE	IS50R0	IS80R1	KAO5HC	MICA1	DIDICHLORITE	IS70R1
C1-Alt-Est	1,2	0,0	31,0	27,1	8,6	20,9	11,2	
C1-Alt-Int	1,3	0,5	34,9	28,1	7,0	19,5	8,7	
C2-Alt-Pipe-Inf	1,4	0,4	33,1	28,1	7,7	20,6	8,6	
C2-Alt-Pipe-Centro	1,4	0,4	33,1	28,1	7,7	20,6	8,6	
C2-Alt-Pipe-Sup	0,8	0,9	25,3	34,6	9,2	20,8	8,3	
C3-Alt-Est	1,4	0,3	22,3	29,9	10,6	22,9	12,6	
C3-Alt-Int	1,2	0,9	14,1	32,7	11,7	21,8	12,4	5,3
C3-Alt-Pipe-Inf	1,1	0,7	19,3	31,2	12,0	21,2	11,5	2,9
C3-Alt-Pipe-Centro	1,5	0,4	23,6	29,5	10,0	22,0	12,9	
C3-Alt-Pipe-Sup	1,2	0,9	14,1	32,7	11,7	21,8	12,4	5,3
C4-Bas-Pipe-Inf	1,2	1,0	17,3	38,5	11,3	20,5	10,1	
C4-Bas-Pipe-Centro	0,9	0,7	26,6	33,2	11,6	21,2	5,8	
C4-Bas-Pipe-Sup	1,1	0,8	19,4	34,3	13,2	21,6	9,6	
C5-Bas-Est	1,2	0,8	25,5	32,0	9,1	21,6	9,8	
C5-Bas-Int	1,4	0,7	21,2	33,0	8,7	21,6	9,9	3,5

Tab.25 Tabella quantitativa dei minerali argillosi dell'area di Verzino

CAMPIONE	DISMECTITE	DIVERMICULITE	IS50R0	IS80R1	KAO5HC	MICA1	DIDICHLORITE
SS1ESBAS	0,9	0,2	32,0	32,6	10,9	16,7	6,7
SS1INTBAS	0,7		38,1	29,8	10,1	15,0	6,3
SS2EST	0,8	0,2	36,4	30,6	10,5	15,5	6,0
SS2INT	0,5		36,8	28,8	17,5	15,9	0,5
SS3EST	0,6		34,3	27,3	18,6	18,2	1,0
SS3INT	0,8		36,8	26,8	16,1	15,9	3,7
SS4ESTAL	0,9	0,6	26,8	34,5	15,8	16,6	4,8
SS4INTAL	1,1	0,2	7,7	35,8	18,0	25,0	12,2
SSI5EST	0,9	0,8	28,7	28,1	14,1	21,3	6,1
SSI5INT	1,1	1,2	21,6	35,5	19,8	12,3	8,5
SSI6EST	0,8	0,7	27,5	39,8	15,9	8,3	7,0
SSI6INT	0,9	0,7	29,9	34,5	17,6	9,0	7,3
SSI7EST	1,2	0,9	13,2	37,6	19,7	14,6	12,8
SSI7INT	0,9	1,1	26,0	42,5	13,0	8,6	7,9
SSPPCENT	0,7	0,7	25,8	35,1	17,3	10,8	9,5
SSPPSUP	0,9	0,7	29,1	36,3	15,6	9,1	8,3
SSPPINF	0,7	0,6	20,1	35,0	18,7	13,5	11,3

Tab.26 Tabella quantitativa dei minerali argillosi dell'area di S.Sisto

CAMPIONE	DISMECTITE	DIVERMICULITE	IS50R0	IS80R1	KAO5HC	MICA1	DIDICHLORITE	IS70R1	IS60R0
a1mints	1,1	0,7	18,6	33,3	14,6	20,7	8,0	3,0	
a1mests	1,0	0,7	12,6	47,0	16,8	9,9	11,9		
arc2medioest	0,9	0,7	19,1	33,4	19,0	19,1	5,7	2,2	
arc2medioint	0,9	0,8	19,3	36,0	18,4	19,0	5,6		
arc3crimedioest	1,0	1,0	17,4	36,9	19,3	19,1	5,3		
arc3crimedioint	1,1	0,9	17,8	19,7	19,4	16,8	5,4	18,9	
arc4spmedioaltoest	1,0	0,9		30,9	20,5	17,5	4,1	25,0	
a4meints	1,2	0,8	14,6	30,4	14,8	20,1	10,5	7,5	
ar5alesg	0,8	0,9	19,2	33,2	18,2	19,7	5,1	3,0	
arc5altointgl	1,3	0,9		23,8	21,5	21,5	4,8		26,2
arcpipe1supdx	0,9	0,8	19,7	28,4	19,1	19,8	5,8	5,6	
arcpipe1centdx	0,9	0,7	22,5	35,7	16,9	18,6	4,7		
ARCPipe1INF	0,8	0,2	25,9		12,1	27,2	9,2	25	
ArchSPEST2	1,0	1,3	9,2	27,2	16,6	26,0	10,1	8,6	
ArchSPINT2	1,1	1,0	1,5	32,3	16,1	27,9	13,0	7,1	
ArchSPEST3	1,0	1,4	6,8	20,3	14,6	29,8	11,7	14,4	
ArchSPIN3	1,0	0,9	6,4	29,6	17,1	27,9	10,8	6,3	
ArchSPEST5	0,7	0,8	9,0	28,4	14,2	26,9	14,8	5,2	
ArchSPINT5	1,2	1,5	2,3	28,0	15,5	29,3	12,4	9,9	
ArchSPEST6	1,2	1,4	3,2		24,2	16,4	30,6	11,4	11,7
ArchSPINT6	1,1	0,7	0,7	31,1	17,4	30,0	11,3	7,6	
ARC BASSO EST SX	0,2	1,4	17,3		13,4	42,1			25,5
ARC BASSO INT SX	1,1	1,0	7,5		15,1	34,4	11,0	29,9	

Tab.27 Tabella quantitativa dei minerali argillosi dell'area di Caulonia

continua

CAMPIONE	DISMECTI	DIVERMICULIT	IS50R0	IS80R1	KA05HC	MICA1	DIDICHLOR	TRITRICHL
VASI' 1 BASSO EST	0,8	0,7	20,8	34,0	13,4	22,3	8,0	
VASI' 1 BASSO INT	0,9	0,4	23,4	32,4	12,7	22,5	7,7	
VASI' 2 TER INF EST	0,8	0,2	26,6	29,8	11,2	23,2	8,3	
VASI' 2 TER INF INT	0,8	0,2	26,6	29,8	11,2	23,2	8,3	
VASI' 3 MED EST	1,1	0,7	13,9	43,8	14,3	18,2	8,1	
VASI' 3 MED INT	0,5		36,4	29,5	8,4	19,1	6,1	
VASI' 4 TER SUP EST	1,0	0,6	20,6	38,4	10,2	21,1	8,1	
VASI' 4 TER SUP INT	0,9	0,4	18,5	34,5	15,9	22,3	7,4	
VASI' 5 ALTO EST	1,1	1,0	9,5	41,2	18,4	19,7	9,2	
VASI' 5 ALTO INT	0,8	0,2	18,8	39,9	18,6	10,3	11,3	
VASI' GULLY 1ALTO	0,8	0,5	24,5	32,2	11,9	21,0	9,0	
VASI' GULLY 1 CENTR	0,9	0,8	17,7	40,6	12,9	19,9	7,2	
RIEMP.TERRAZZO INF	0,6	42,3	15,6	9,3	8,1			
VASI' ALTERAZIONE EST	0,9	0,5	9,3	38,1	15,4	12,5	9,3	14,0
VASI' ALTERAZIONE INT	0,9	0,7	11,9	37,4	14,4	13,1	9,6	11,9
VASI' ADIACENTE FASC.ALT EST	1,2	0,4	5,9	22,2	20,3	10,4	3,6	19,9
VASI' ADIACENTE FASC.ALT INT	1,1	0,3	4,3	37,8	25,4	8,9	6,4	15,9

Campione	Porosità %
Crotone 1 basso esterno	32,87
Crotone 1 basso interno	28,58
Crotone 2 basso esterno	31,48
Crotone 2 basso interno	28,24
atlantis esterno	31,57
atlantis interno	31,78
crosta versante sso	32,84
interno versante sso	28,75
crosta alto	35,37
interno alto	30,78
crotone 6 esterno alto	31,65
crotone 6 interno alto	28,49
basso crosta atlantis	30,94
basso interno atlantis	27,35
crotone 5 esterno alto	33,25
crotone 5 interno alto	29,51
archinà esterno 3	30,63
archinà interno 3	36,43
archinà esterno 5	39,11
archinà interno 5	23,61
archinà esterno 6	38,84
archinà interno 6	36,97
verzino c5 basso esterno	27,41
verzino c5 basso interno	19,78
s.sisto 4 esterno alto	33,07
s.sisto 4 interno alto	27,75
s.sisto 6 esterno alto	30,07
s.sisto 6 interno alto	24,04

Tabella 28. Porosità

Campione	Porosità %
S.Sisto pipe superiore	28,24
S.Sisto pipe centrale	26,13
S.Sisto pipe inferiore	24,69
verzino pipe superiore	30,81
verzino pipe centrale	20,81
verzino pipe inferiore	18,05
crotone pipe1 basso superiore	30,58
crotone pipe1 basso centrale	31,27
crotone pipe1 basso inferiore	30,00
crotone pipe2 basso superiore	28,41
crotone pipe2 basso centrale	28,20
crotone pipe2 basso inferiore	28,92
crotone pipe biancana superiore	33,22
crotone pipe biancana centrale	31,16
crotone pipe biancana inferiore	31,85
crotone pipe3 basso superiore	30,52
crotone pipe3 basso centrale	28,44
crotone pipe3 basso inferiore	28,65
crotone pipe4 basso superiore	31,91
crotone pipe4 basso centrale	27,58
crotone pipe4 basso inferiore	34,89
crotone pipe5 basso superiore	30,53
crotone pipe5 basso centrale	25,73
crotone pipe5 basso inferiore	27,30
crotone pipe6 basso superiore	28,09
crotone pipe6 basso centrale	34,29
crotone pipe6 basso inferiore	31,65

Tab.29 Porosità dei *pipes*

Capitolo 6

6.1 Applicazione di tecniche GIS per la caratterizzazione dei processi erosivi dell'area di Crotona.

Per meglio caratterizzare la distribuzione e la tipologia dei processi erosivi dell'area di Crotona, i dati raccolti dall'analisi fotointerpretativa e dal successivo rilevamento di campagna sono stati inseriti all'interno del GIS che ci ha consentito di gestirli, elaborarli e spazializzarli.

Il lavoro svolto ha previsto dapprima la georeferenziazione della Carta Tecnica Regionale in scala 1:5000 e successiva vettorializzazione delle isoipse, dalle quali si è ricavato un modello digitale del terreno (DTM) e, tramite la funzione Grid (fig.41), le carte della pendenza e dell'esposizione dei versanti (fig 42).

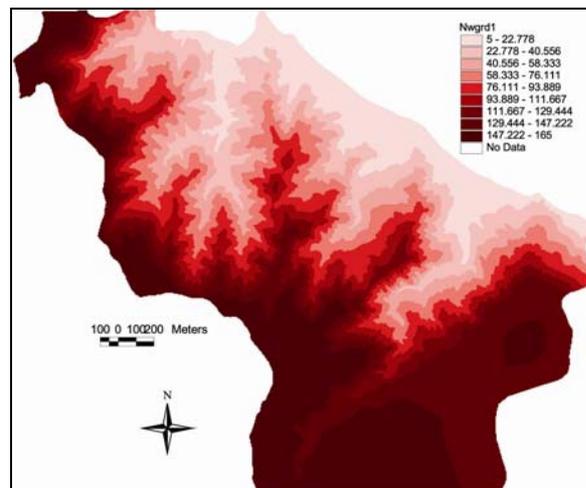


Fig. 41 DTM dell'area di studio.

Le carte prodotte sono state utilizzate per analizzare ed interpretare i possibili rapporti tra i suddetti parametri e i processi erosivi dominanti sui versanti. La carta delle pendenze è stata suddivisa in 6 classi che vanno da valori 5° a valori superiori a 40°, mentre quella dell'esposizione è stata suddivisa in 9 classi secondo i punti cardinali ed una ulteriore caratterizzata dalle superfici suborizzontali.

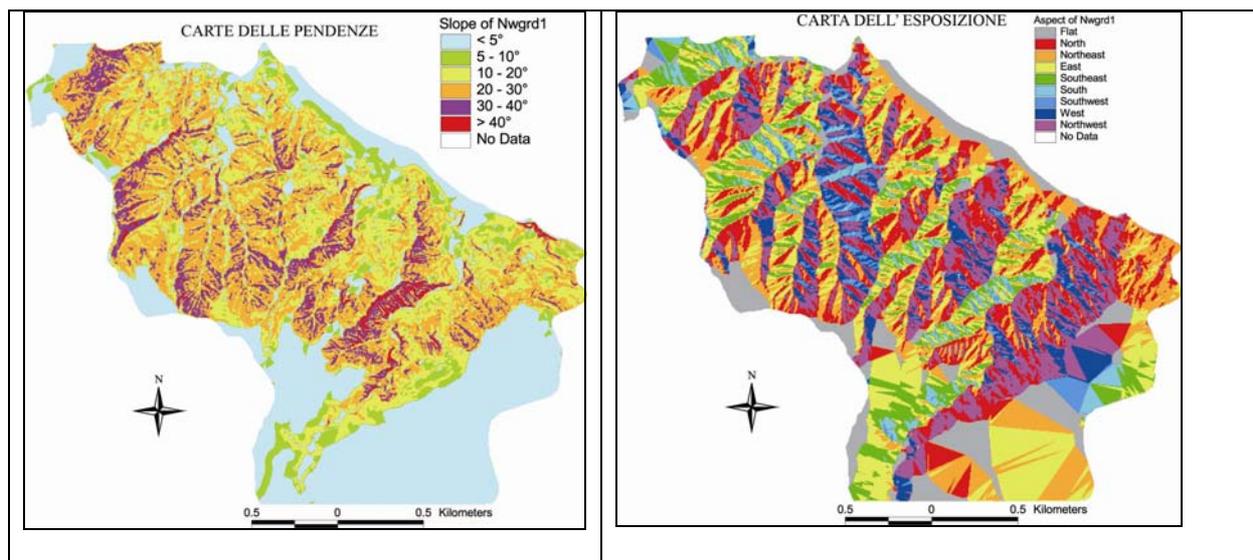


Fig.42 Carta delle pendenze e delle esposizioni dei versanti.

La forte relazione tra le aree a calanchi con determinati valori di pendenza ed esposizione (fig.43-44), suggerisce una forte interazione tra l'evoluzione di queste morfologie e tali fattori.

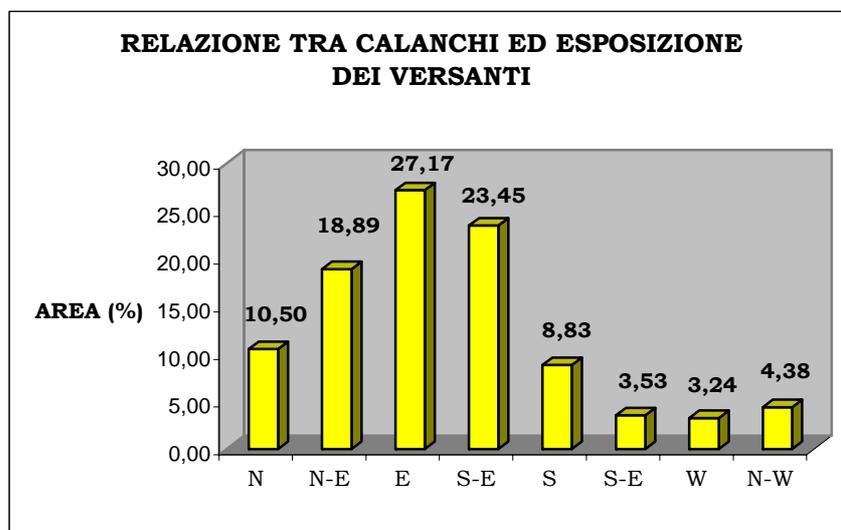


Fig. 43 Distribuzione delle aree a calanchi in funzione dell' esposizione dei versanti

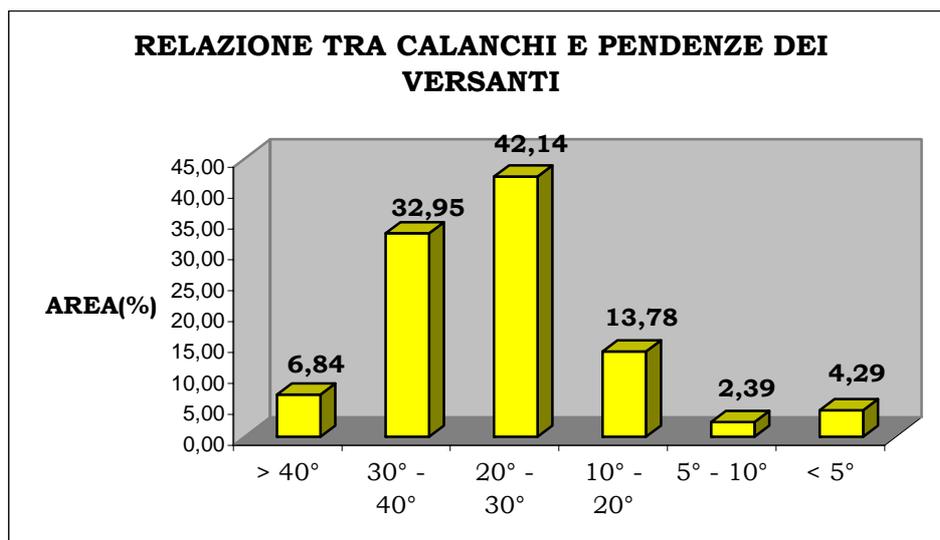


Fig. 44 Distribuzione delle aree a calanchi in funzione delle pendenze dei versanti.

Successivamente è stata prevista la digitalizzazione del reticolo idrografico (fig.45) dell'area, ricostruito sulla base della topografia riportata sulla Carta Tecnica Regionale in scala 1:5000.

Ciò ha permesso di conoscere quantitativamente i parametri che descrivono le proprietà lineari, come la lunghezza ed ordine gerarchico dei corsi d'acqua, e le proprietà areali quali area e densità di drenaggio.

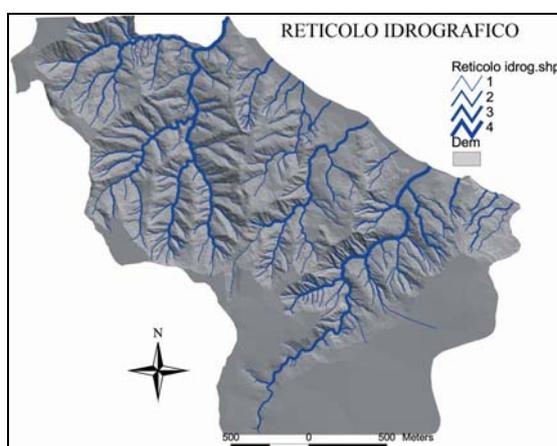


Fig. 45 Reticolo idrografico dell'area di Vrica.

L'analisi fotointerpretativa e le indagini di campagna hanno, poi, permesso di digitalizzare, in scala 1:5.000, la tipologia dei processi di erosione e quantificare la loro distribuzione nell'area in esame.

I processi riconosciuti sono riconducibili, in generale, al ruscellamento e alla gravità; in particolare essi sono stati suddivisi secondo le seguenti tipologie dominanti: ruscellamento

diffuso, ruscellamento concentrato, calanchi, biancane, corpo di frana, area in frana e area a *creep*.

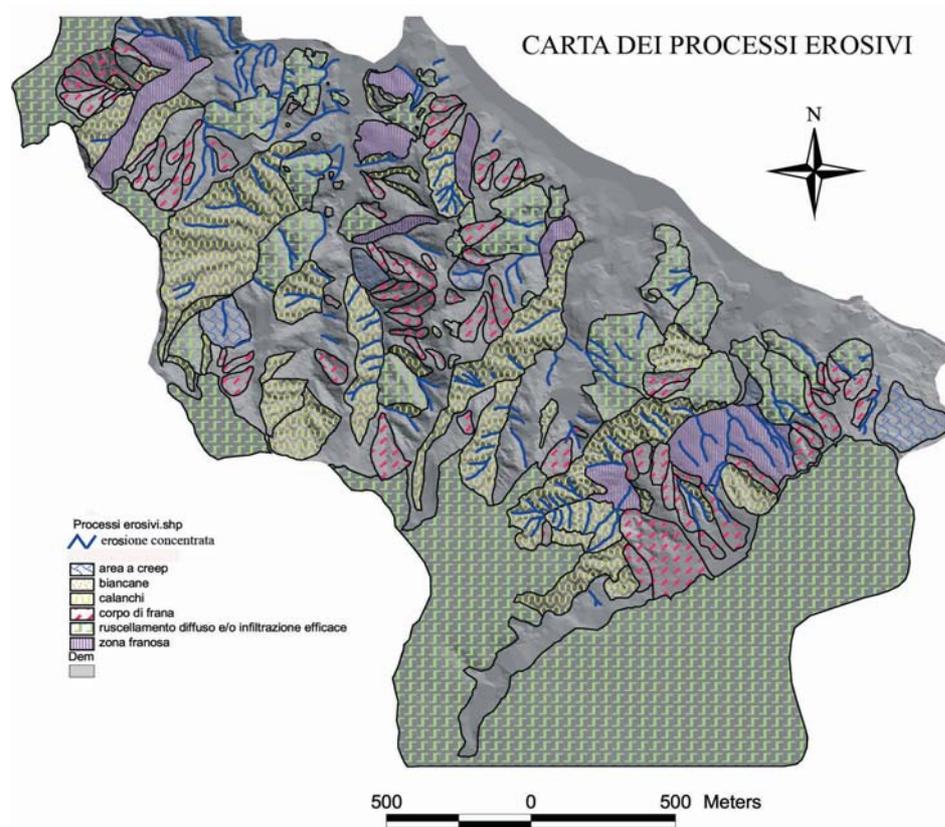


Fig. 46 Distribuzione dei processi erosivi nell'area di Vrica.

Inoltre, nell'ambito dell'area in esame, sono stati scelti due sottobacini calanchivi che presentano alcuni caratteri morfometrici simili (ad es. dislivello e lunghezza del bacino) ad eccezione della pendenza (fig 47); infatti si rinvencono calanchi di tipo A, nel bacino a pendenze maggiori, e calanchi di tipo B, nel bacino a pendenze inferiori. La differenza risiede nella diversa evoluzione dei versanti a causa della differente morfodinamica che insiste sui versanti opposti ai bacini considerati; infatti, nel caso di calanchi di tipo A, il versante calanchivo è caratterizzata da arretramento parallelo per effetto dello scalzamento al piede prodotto dall'intensa morfodinamica del versante opposto. Nel caso dei calanchi di tipo B, il versante opposto a quello calanchivo è caratterizzata da una minore intensità dei processi che, unitamente ai minori dislivelli, consentono una evoluzione del versante calanchivo secondo il modello dello *slope decline* sviluppando, pertanto, morfotipi tipo B.

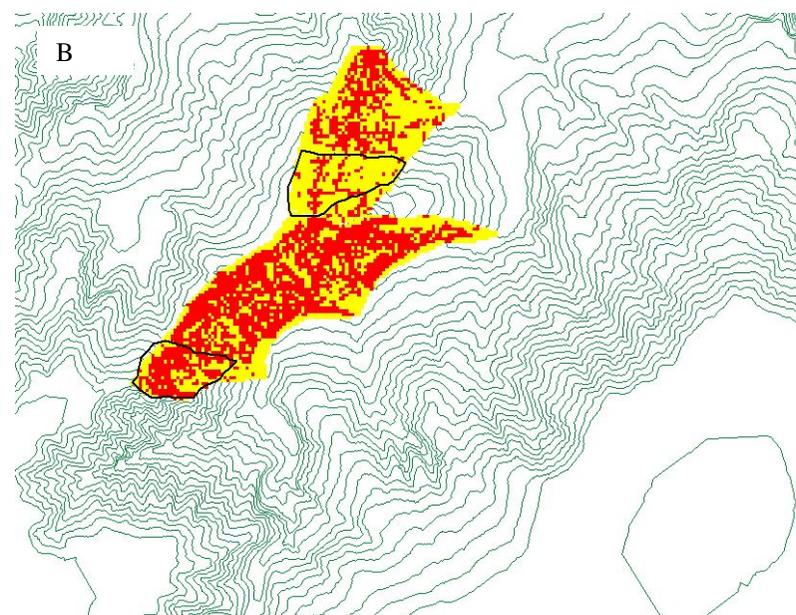
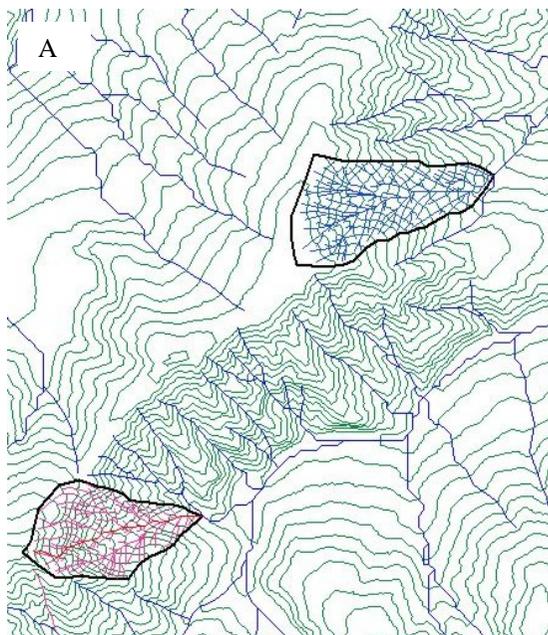


Fig.47 A. Carta dei due sottobacini oggetto di studio.

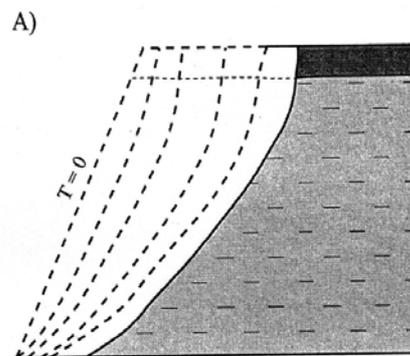
B. Carta delle pendenze dei bacini calanchivi

Capitolo7

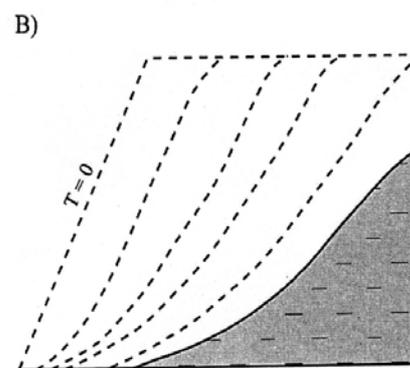
Discussione dati

Le forme calanchive *s.l.* rappresentano dei morfotipi molto diffusi in Calabria, in corrispondenza delle aree di affioramento dei litotipi limoso-argillosi plio-pleistocenici; in particolare se ne osservano le tipologie più ricorrenti nella letteratura (Rodolfi e Frascati, 1979). Infatti sono presenti bacini calanchivi costituiti sia da sistemi di valli fortemente incise, separati da creste affilate ossia forme di tipo A, sia come sistemi di valli a forma concava separate da creste arrotondate, a volta vegetate cioè forme di tipo "B" (Moretti e Rodolfi, 2000); anche se in maniera subordinata, si osservano forme ascrivibili alle biancane.

Tra i fattori che ne controllano la genesi, si è accertata l'influenza sia delle condizioni lito-strutturali che dei processi morfodinamici dominanti nei bacini calanchivi. Inoltre, la presenza di coperture litoidi sommitali più resistenti (*caprock*) facilita il mantenimento di pendenze elevate dei versanti, che in queste condizioni evolvono per arretramento parallelo; in assenza di tale copertura, i processi di addolcimento dei versanti (*slope decline*) sono più rapidi (Scheidegger 1961; 1964).



con copertura litoide



privi della copertura

(Scheidegger, 1964; modified)

In particolare, nell'area di Crotona, lo sviluppo delle forme calanchive s.s. è particolarmente esteso sul fronte della monoclinale che caratterizza la successione plio-pleistocenica; questo fattore, unitamente all'esposizione, ha favorito, sul dorso della monoclinale, l'attivazione e il prevalere dei processi gravitativi che hanno determinato nel tempo lo sviluppo di valli asimmetriche caratterizzate dalla progressiva migrazione dell'asse vallivo principale verso il fronte della monoclinale, favorendo il suo arretramento parallelo per erosione al piede del versante opposto (fig.48).

L'asimmetria delle valli dei calanchi risulta, pertanto, essere controllata dalla giacitura dei depositi e dalla differente morfodinamica dei versanti vallivi; inoltre la prevalente esposizione dei fianchi più acclivi ad E, NE e SE (dove si concentrano i calanchi) e di quelli a più debole gradiente a NO, O e N (dove prevalgono i fenomeni gravitativi) suggerisce che vi sia anche un meccanismo di "autoregolazione" dei processi morfogenetici (e denudazionali) dominanti in funzione della diversa esposizione. Inoltre, nell'area di Crotona, sono stati scelti due sottobacini calanchivi i quali, pur presentando caratteri chimico-fisici e mineralogici simili, sono rappresentativi dei morfotipi A e B. Essi presentano caratteri morfometrici simili ad eccezione delle pendenze, mediamente più elevate ($>40^\circ$) in quelle di tipo A; la differenza tra i due risiede nel fatto che i versanti opposti, pur caratterizzati da processi gravitativi, presentano ritmi più elevati in quelli adiacenti ai morfotipi A. Ciò consente di ipotizzare, laddove i ritmi dei processi gravitativi sono più elevati, un costante ringiovanimento del versante calanchivo per arretramento parallelo che facilita il modellamento delle forme calanchive di tipo A mentre, nei casi in cui i ritmi sono ridotti, il versante calanchivo subisce una riduzione graduale delle pendenze (*slope decline*) e lo sviluppo di calanchi di tipo B.

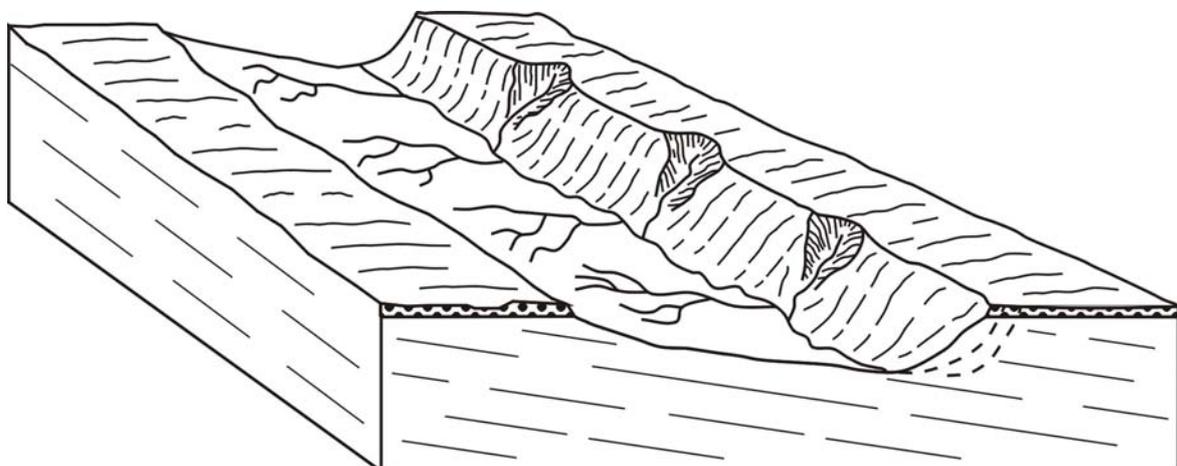


Fig. 48 Migrazione dell'asse vallivo.

L'esposizione influisce in modo significativo anche all'interno degli stessi bacini calanchivi dove si riscontrano differenze morfologiche e vegetazionali; essa risulta poco significativa laddove i calanchi si sviluppano prevalentemente a causa di forti dislivelli dovuti a diversi processi morfogenetici; in modo particolare ciò si verifica in corrispondenza di falesie e paleofalesie, dove lo scalzamento al piede prodotto dall'azione del moto ondoso induce l'arretramento parallelo del versante, mantenendo costanti i dislivelli e favorendo il continuo sviluppo delle forme calanchive.

La presenza delle biancane è circoscritta alle porzioni di versante a debole energia di rilievo e in corrispondenza di aree terrazzate, presenti sia in posizione apicale che a mezza costa.

Talora i fianchi delle biancane e/o degli adiacenti calanchi sono caratterizzati da rotture di pendenza tra loro correlabili e indicative di più fasi di dissezione ed ampliamento nel progressivo smantellamento delle forme calanchive; inoltre la continuità laterale della successione stratigrafica, osservabile sia nelle biancane che nei calanchi adiacenti, conferma l'ipotesi, già nota in letteratura (Del Prete et al., 1997), che le biancane rappresentano morfotipi derivanti dall'evoluzione di bacini calanchivi.

Sia i calanchi che le biancane sono caratterizzati da sbocchi di *pipe* (condotti "pseudocarsici" legati ad un deflusso idrico concentrato subsuperficiale o profondo); essi sono presenti a varie altezze lungo i versanti e, talora, si intersecano con i solchi di ruscellamento concentrato in approfondimento. Le loro dimensioni sono variabili fino a 1m e mostrano una sottile crosta esterna superficiale microfratturata su una porzione interna più massiva ed addensata. Stagionalmente si osservano crepacciature profonde da disseccamento, ed efflorescenze saline biancastre che sono risultate costituite da calcite (CaCO_3) e tenardite (Na_2SO_4) nell'area di Crotona e Caulonia, mentre da calcite nell'area di S.Sisto e calcite, dolomite e anidride nell'area di Verzino.

L'analisi granulometrica evidenzia che tutti i campioni esaminati ricadono nello stesso settore del diagramma di Shepard, cioè nella classe limosa-argillosa, indipendentemente dalle specifiche morfologie o aree di provenienza (fig. 49); ciò suggerisce l'ininfluenza della granulometria come fattore discriminante dei morfotipi calanchivi, a differenza di quanto affermato in letteratura (Vittorini 1977; Pinna et al., 1989; Sdao et al., 1984; Farabollini et al., 1992).

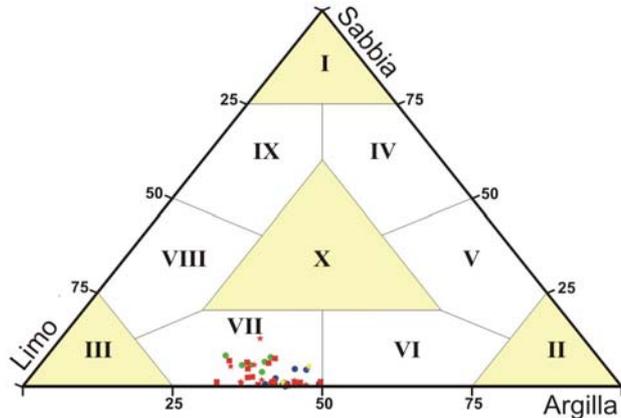


Fig. 49 Diagramma di Shepard totale

L'analisi diffrattometrica ha mostrato una costante dominanza di interstratificati illite-smectite, con ulteriore presenza di illite, caolinite ed in minor misura di clorite, vermiculite e smectite. Queste ultime due fasi e, soprattutto, i più abbondanti minerali a strati misti (con componente smectitica) consentono di spiegare fratture e microfratture da disseccamento a causa della loro struttura espandibile.

L'analisi dei sali solubili ha mostrato che il Na^+ è sempre il catione più abbondante indipendentemente dalla morfologia e dall'area di studio. Ciò appare in disaccordo con quanto affermato da Battaglia et al. (2002), secondo cui le biancane si sviluppano in presenza di un'alta concentrazione di cationi Na^+ rispetto ai cationi di Mg^{++} e Ca^{++} e i calanchi in condizioni opposte.

Inoltre le argille sono caratterizzate da valori dell'indice SAR quasi sempre >10 , valori che sottolineano la loro tendenza a deflocculare (maggiore dispersività) e, quindi, la loro suscettibilità all'erosione e allo sviluppo di forme calanchive (Phillips, 1998; Faulkner et al., 2000).

Inoltre, nell'ambito dei *pipes*, i valori di SAR sono mediamente più elevati nelle porzioni inferiore e centrale a conferma che queste proprietà chimico-fisiche controllano anche lo sviluppo di questi condotti pseudocarsici. Le suddette porzioni dei *pipe* presentano, altresì, una maggiore granulometria e, generalmente, una porosità più elevata; questi fattori favoriscono il drenaggio e l'efficacia erosiva del deflusso subsuperficiale contribuendo, pertanto, al progressivo sviluppo.

La crosta esterna presenta valori del SAR generalmente inferiori rispetto alla porzione interna per effetto di una maggior lisciviazione di sali solubili; essa è inoltre caratterizzata da una maggiore porosità che, favorendo l'assorbimento dell'acqua, ne determina una maggiore mobilità per plasticizzazione.

Dall'esame della distribuzione dei limiti di Atterberg e dei relativi indici reologici si rileva che i valori relativi alle biancane occupano lo stesso campo di quelli dei calanchi; inoltre non si evidenzia alcuna differenza tra le diverse aree di studio (fig.50-51). Pertanto, i limiti di Atterberg, almeno in

tali aree, non possono essere considerati come fattori discriminanti per caratterizzare le differenti morfologie calanchive, così come affermato in letteratura (Sdao *et al.*, 1984; Pinna *et al.*, 1989)

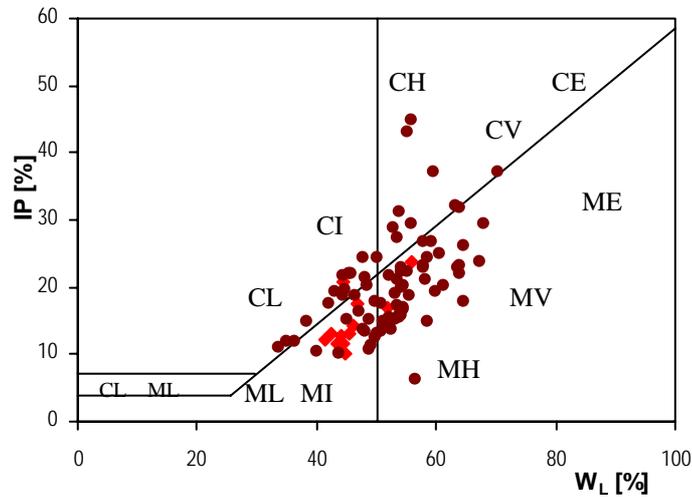


Fig.50 Carta di Casagrande Totale

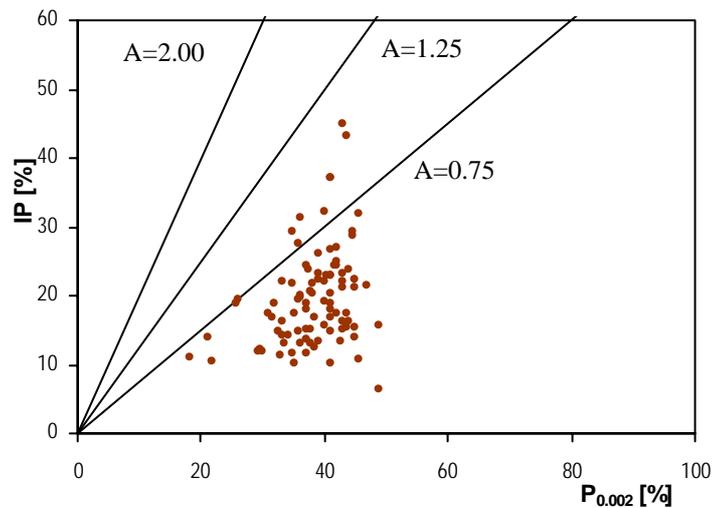
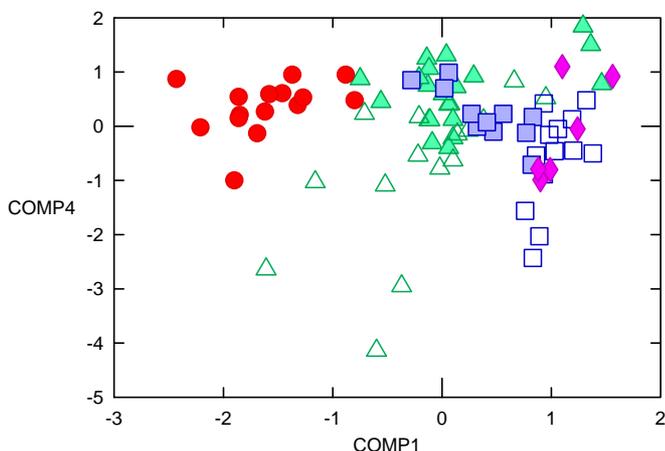


Fig.51 Carta di Attività Totale

L'analisi microscopica sulle sezioni sottili indisturbate ci ha permesso di identificare dei domini anisotropi della matrice, legati ad una isorientazione delle particelle di argilla come effetto di uno stress fisico, questo è legato ai fenomeni vertici che interessano i campioni in esame; ciò è confermato anche dalla presenza di fessure da disseccamento che interessano la porzione esterna dei calanchi.

L'analisi statistica multivariata evidenzia, invece, una differenziazione dei campioni relativi alle aree di studio con addensamenti (diverse popolazioni) in funzione sia degli elementi maggiori che

di quelli in tracce, dando così indicazione della diversa composizione della roccia madre; in modo particolare è ben distinta l'area di S.Sisto per effetto, probabilmente, sia della diversa età dei litotipi, (Pliocene superiore) che della posizione geografica, più interna e più prossima all'area tirrenica e caratterizzata da aree di alimentazione differenti (fig 52)



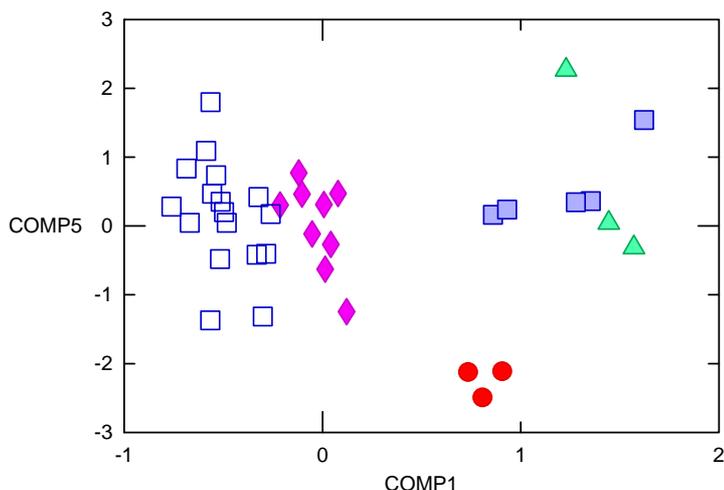
L'analisi statistica ben evidenzia il ruolo giocato dai minerali argillosi nella differenziazione delle varie aree e nei caratteri morfologici.

Ad esempio nelle aree di Verzino e Crotona predominano, rispettivamente, I/S50, illite e smectite e I/S50, I/S80 e caolinite; ciò suggerisce che sulle microforme e sulla presenza di microfratture da disseccamento ha un peso importante l'abbondanza di interstratificati a componente espandibile, piuttosto che le singole fasi espandibili. Nell'area di Crotona, però, vista l'omogeneità dei fillosilicati, giocano un ruolo determinante nella differenziazione delle tipologie calanchive (di tipo A, B e biancane), le pendenze dei versanti ed i differenti processi di morfodinamica attivi sui versanti vallivi (come già discusso in precedenza).

A Caulonia, invece, si nota un forte contributo di vermiculite, illite e caolinite, ed un minor contributo della smectite e dell'interstratificato I/S80, che influiscono sulla formazione di calanchi di tipo B. Le argille di S.Sisto sono caratterizzate dall'abbondanza di caolinite, illite, I/S50 e I/S80: in questo caso l'abbondanza di interstratificati a componente espandibile ha efficacia sulle microforme (*pipes* e fratture da disseccamento) grazie alle loro proprietà verticali (espansione e contrazione) in relazione ai contrasti stagionali.

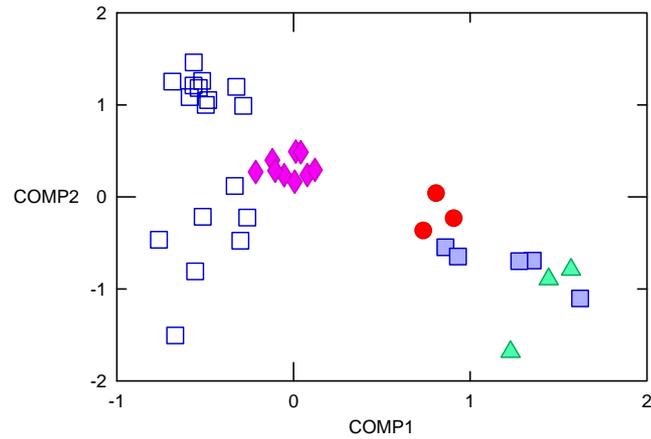
Inoltre, l'analisi statistica sottolinea come l'indice di consistenza è strettamente legato alla presenza di clorite e illite dominante, mentre l'indice di plasticità è legato alla presenza di interstratificati e minerali espandibili. Questi fattori vanno ad incidere sulla morfologia, determinando bacini con

creste più affilate (indice di consistenza alto) o bacini con creste più arrotondate (indice di plasticità alto) (fig 53).



E' altresì importante lo stretto legame tra l'abbondanza di carbonato di calcio e la tipologia di calanco. Infatti la maggior presenza di carbonato di calcio nei calanchi rispetto alle bianche suggerisce una maggiore lisciviazione nelle bianche e pertanto un tempo di esposizione più lungo; ciò rappresenterebbe un ulteriore dato a conferma dell'ipotesi che le bianche rappresentino il prodotto finale dello sviluppo calanchivo (fig 54).

Inoltre nell'area di Crotone i dati statistici mostrano un maggior contributo, nei *pipes* sviluppati sui calanchi, del SAR e della vermiculite; l'espandibilità della vermiculite e l'azione defloculante del SAR facilitano l'erosione; quindi questi caratteri giocano un ruolo importante come fattori di innesco delle microforme; al contrario, nei *pipes* presenti sulle bianche, la dominanza di caolinite e I/S50 è indicativa di una minore espandibilità dei materiali argillosi. Non è da escludere che un eventuale dominanza di minerali a struttura più semplice possa essere considerata funzione di un maggior tempo di esposizione di queste morfologie. Ciò è coerente all'ipotesi che le bianche siano una fase terminale dei calanchi.



Inoltre, nelle aree di Crotona e S.Sisto, sono stati valutati i ritmi di erosione a breve termine, attraverso misure dirette; essi presentano valori medi di 1-2 cm/anno, coerenti con i valori riportati per altre aree calanchive italiane (es. Del Prete et al., 1997; Ciccacci et al., 2006; Della Seta et al., 2007). In particolare i ritmi di erosione risultano simili per le due aree esaminate ma mostrano un comportamento differente tra i crinali e gli impluvi; infatti i dati relativi ai crinali mostrano ritmi di erosione maggiore rispetto alle linee di impluvio.

Conclusioni

Questo lavoro ha mostrato l'efficacia di un approccio multidisciplinare nello studio delle micro e macro forme calanchive nelle aree di Crotone, Verzino, S.Sisto e Caulonia.

Nelle aree di studio sono presenti bacini calanchivi ascrivibili sia a forme di tipo A, che a forme di tipo "B" e, in maniera subordinata, a biancane.

Tra i fattori che ne determinano la formazione, molto importante è l'influenza sia delle condizioni lito-strutturali che delle tipologie e ritmi dei processi morfodinamici. Inoltre si è notato che la presenza di coperture litoidi sommitali più resistenti (*caprock*) facilita il mantenimento di pendenze elevate dei versanti che, in queste condizioni, evolvono per arretramento parallelo; in assenza di tale copertura, i processi di addolcimento dei versanti (*slope decline*) sono più rapidi (Scheidegger 1961; 1964).

Le pendenze che maggiormente contribuiscono alla formazione delle forme calanchive nell'area sono comprese tra 20° e 40°; in corrispondenza delle pendenze più elevate si osserva, inoltre, il prevalere di calanchi di tipo A. La presenza delle biancane è limitata alle porzioni di versante a debole energia di rilievo.

Nelle aree di studio, l'esposizione dei versanti, prevalente verso i quadranti meridionali, favorisce una maggiore insolazione, accentuando le condizioni di aridità e favorendo il maggior sviluppo di calanchi.

Talora i fianchi delle biancane e/o degli adiacenti calanchi sono caratterizzati da rotture di pendenza tra loro correlabili e indicative di più fasi di dissezione ed ampliamento nel progressivo smantellamento delle forme calanchive; inoltre la continuità laterale della successione stratigrafica, osservabile sia nelle biancane che nei calanchi adiacenti, conferma l'ipotesi, già nota in letteratura (Del Prete et al., 1997), che le biancane rappresentano morfotipi derivanti dall'evoluzione di bacini calanchivi.

Per quanto concerne lo studio di dettaglio, gran parte dei caratteri fisici, chimici (tessitura, limiti di Atterberg, sali solubili) e mineralogici sono risultati piuttosto omogenei, indicando una scarsa influenza di tali fattori sulla differenza morfologica dei calanchi s.l. a differenza di quanto invece affermato in letteratura (Rodolfi e Frascati 1979; Sdao et al., 1988; Pinna 1989; Battaglia et al., 1992).

Invece, lo sviluppo dei *pipe* sembra essere favorito da una maggiore granulometria, porosità e dispersività (indicata dagli alti valori del SAR) della loro porzione inferiore o centrale, in grado di favorire il drenaggio e l'efficacia erosiva del deflusso sub superficiale.

Attraverso l'analisi statistica multivariata, resasi necessaria per trattare la moltitudine dei dati ottenuti, è stato possibile stabilire quali fattori, tra quelli considerati, influenzano il

modellamento delle diverse forme calanchive. Ad esempio, ben si evidenzia il legame esistente tra il carbonato di calcio e il tipo di morfologia calanchiva; Infatti la maggior abbondanza di carbonato di calcio nei calanchi rispetto alle biancane suggerisce una maggiore lisciviazione nelle biancane e pertanto un tempo di esposizione più lungo; ciò suggerisce, tra l'altro, che le biancane rappresentano il prodotto finale dello sviluppo calanchivo. Inoltre lo studio statistico individua nell'area di Crotona un maggior contributo, nei *pipes* sviluppatasi sui calanchi, del SAR e della vermiculite; il ruolo svolto da questi fattori facilita l'erosione e quindi lo sviluppo accentuato di queste microforme. Al contrario, nei *pipes* presenti sulle biancane, la dominanza di caolinite e I/S50 è indicativa di una minore espandibilità dei materiali argillosi per cui lo sviluppo dei pipes rappresenterebbe un carattere ereditato. Infatti, potremmo considerare la dominanza dei minerali a struttura T-O (caolinite) come funzione di un maggior tempo di esposizione di queste morfologie. Ciò è coerente ancora con l'ipotesi che le biancane rappresentino le forme evolute dei calanchi s.l.

Molto importante è anche il ruolo dei minerali argillosi interstratificati a componente espandibile sulla genesi delle microfratture da disseccamento che interessano tutta la parte esterna (crosta) dei campioni analizzati.

Bibliografia

- Abbott L.D., Silver E.A., Anderson R.S., Smith R., Ingle J., Sliter W. 1997. Measurement of tectonic surface uplift rate in a young collisional mountain belt, «Nature» 385, 501-507.
- Alvarez, W., 1976. A former continuation of the Alps. Bulletin of the Geological Society of America 87, 891-896.
- Amato A., Aucelli P.P.C., Cinque A. 2003. The long-term denudation rate in the Southern Apennines Chain (Italy): a GIS-aided estimation of the rock volumes eroded since middle Pleistocene time, «Quaternary International» 101-102, 3-11.
- 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. Memorie della Società Geologica Italiana 17, 1-60.
- Amore, F.O., Ciampo, G., Di Donato, V., Esposito, P., Russo Ermolli, E., Staiti, D., 1999. An integrated micropalaeontological approach applied to Late Pleistocene-Holocene palaeoclimatic and palaeoenvironmental changes (Gaeta Bay, Tyrrhenian Sea). In: Hart, M.B. (Ed.). Climates: Past and Present, Geological Society, London, Special Publication 181.
- Argnani, A., Trincardi, F., 1988. Paola slope basin: evidence of regional contraction on the eastern Tyrrhenian margin. Memorie della Società Geologica Italiana 44, 93-105.
- Argnani, A., Trincardi, F., 1993. Growth of a slope ridge and its control on sedimentation: Paola slope basin (eastern Tyrrhenian margin). International Association of Sedimentologists, Special Publication 20, 467-480.
- ARPACAL 2005. *Carta della sensibilità alla desertificazione della regione Calabria - scala 1:600000*, ARPACAL-Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Calabria, Rubbettino, Soveria Mannelli (CZ) 2005.
- ARSSA 2003. *I suoli della Calabria. Carta dei suoli in scala 1:250000 della Regione Calabria*, Monografia divulgativa, ARSSA-Agenzia Regionale per lo Sviluppo e per i Servizi in Agricoltura, Servizio Agropedologia, Rubbettino, Soveria Mannelli (CZ) 2003.
- ARSSA 2005. *Carta del rischio di erosione attuale e potenziale della regione Calabria - scala 1:250000*, Monografia divulgativa, ARSSA-Agenzia Regionale per lo Sviluppo e per i Servizi in Agricoltura, Servizio Agropedologia, Cerbone, Napoli 2005.
- Azzi C. (1913) La formazione e la distribuzione dei calanchi delle argille turchine. Boll. Soc. Geol. It., 32.

- Aucelli P.P.C., De Angelis A., Colombo C., Palumbo G., Scarciglia F., Roskopf C.M. 2006. La stazione sperimentale per la misura dell'erosione del suolo di Morgiapietravalle (Molise, Italia): primi risultati sperimentali, Rodolfi G. (a cura di). *Atti del Convegno conclusivo del Progetto "Erosione idrica in ambiente mediterraneo: valutazione diretta e indiretta in aree sperimentali e bacini idrografici"*, Brigati, Genova 2006, 87-104.
- Baldi P. 1996 – *Appunti di metodi matematici e statistici*, Clueb, Bologna.
- Barone M., Critelli S., Dominici R., Muto F. 2008. Sandstone detrital modes, northeastern Calabria foreland region, Italy: stratigraphic record of neogene tectonic evolution, «*Journal of Sedimentary Research*», in stampa.
- Barone, A., Fabbri, A., Rossi, S., Sartori, R., 1982. Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian Arc. *Earth Evolution Sciences* 3, 207-221.
- Battaglia S., Leoni L., Sartori F., (2002) – *Mineralogical and grain size composition of clays developing calanchi and biancane erosional landforms*. *Geomorphology* 49: 153-170.
- Belluomini G., Gliozzi E., Ruggeri G., Branca M., Delitala L. 1988. First dates on the terraces of the Crotona peninsula (Calabria, Southern Italy), «*Bollettino della Società Geologica Italiana*» 107, 249-254.
- Boschi, E., Ferrari, G., Gasperini, P., Guidoboni, E., Smriglio, G., Valensise, G., 1995. Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a. C. al 1980. (Strong earthquakes in Italy from 461 b.C. to 1980). ING and SGA, Roma, 973 pp., n.1 CD-ROM
- Boschi, E., Guidoboni, E., Ferrari, G., Valensise, G., Gasperini, P., 1997. Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a. C. al 1990 - vol.2. (Strong earthquakes in Italy from 461b.C. to 1990 - vol.2). ING and SGA, Roma, 644 pp., n.1 CD-ROM.
- Boullin, J.P, 1984. Nouvelle interpretation de la liaison Apennine-Maghrebides en Calabre. Consequences sur la paleogeographie tethysienne entre Gibraltar et les Alpes. *Revue Geologie Dynamique Geographie Physique* 25 (5), 321-328.
- Bryan, R. and Yair, A. (Editors), 1982a - *Badland Geomorphology and Piping*. Geobooks, Norwich, 409 pp.
- Bucciantè M. (1922) Sulla Distribuzione geografica dei calanchi in Italia. *L'Universo* 3(9) 585-605
- Bull, W.B., 1991. *Geomorphic Response to Climatic Change*. OUP, Oxford, 326 pp.
- Calzolari C., Ungaro f., (1998) – *Geomorphic features of a badland (biancane) area (Central Italy): characterisation, distribution and quantitative spatial analysis*. *Catena* 31: 237-256.
- Castiglioni G.B. (1982) – *Geomorfologia*. UTET, Torino.
- Castiglioni B. (1933)- Osservazione sui calanchi appenninici. *Boll.Soc.Geol.It.*, LII, 357-360.

- Castino M., Rolletto E 1991 – *Statistica applicata, metodi di trattamento dei dati per studenti universitari, ricercatori e tecnici*, Pccin, Padova.
- Catalano, S., Monaco, C., Tortorici, L., Tansi, C., 1993. Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy). *Tectonics* 12, 656-665.
- Cerdà A., García-Fayos P., (1997) – *The influence of slope angle on sediment, water and seed losses on badland landscapes*. *Geomorphology* 18: 77-90.
- Cesarano, M., Turco, E., 2002. Folding within Upper Miocene deposits of the Calabria Coast Range (Southern Italy). *Bollettino Società Geologica Italiana Vol Spec. 1*, 677-685.
- Chiocci, F.L., 1995. Very High-Resolution seismics as a Tool for Sequence Stratigraphy Applied to Outcrop Scale- Examples from eastern Tyrrhenian Margin Olocene/Pleistocene Deposits. *American Association Petroleum Geologists Bulletin* 78(3), 378-395.
- Chiocci, F.L., D'Angelo, S., Orlando, L., Pantaleone, A., 1989. Evolution of the Holocene shelf sedimentation defined by high-resolution seismic stratigraphy and sequence analysis (Calabro-Tyrrhenian continental shelf). *Memorie Società Geologica Italiana* 48, 359-380.
- Chiocci, F.L., Orlando, L., 1995. Effects of high frequency Pleistocene sea level changes on a highly deforming continental margin: Calabrian Shelf (Southern Tyrrhenian Sea, Italy) *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 37, 39-58.
- Ciccacci S., Del Monte M., Marini R. 2003. Denudational processes and recent morphological change in a sample area of the Orcia River upper basin (Southern Tuscany), «*Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*» 26, 97-109.
- Ciccacci S., Del Monte M., Lupia Calmieri E., Salvatore Maria Cristina (2006)- Entità dei Processi di denudazione e Variazioni morfologiche recenti nell'area di Radicofani (Toscana Meridionale)- Atti del Convegno Conclusivo Del Progetto “Erosione Idrica in ambiente Mediterraneo: Valutazione diretta e indiretta in aree sperimentali e bacini idrografici.
- Colella, A., 1995. Sedimentation, deformational events and eustacy in the perityrrhenian Amantea Basin: preliminary synthesis. *Giornale di Geologia* 57, 179-193.
- Colella, A., P.L. De Boer and S. D. Nio, 1987. Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta in the Crati Basin, Calabria, southern Italy. *Sedimentology* 34, 721-736.
- Critelli S. 1999. The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the Southern Apennines foreland basin system, Italy, «*Accademia Naturale dei Lincei, Rendiconti Licei Scienze Fisiche e Naturali*», Serie IX, 10, 257-326.
- Davis John C. 1986 – *Statistics an dat analysis in geology. Second edition*, John Wiley & Sons, New York.

- Del Prete M., Bentivenga M., Amato M., Basso F., Tacconi P. 1997. Badland erosion processes and their interactions with vegetation: a case study from Pisticci, Basilicata, southern Italy, «Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria» 20, 147-155.
- Della Seta M., Del Monte M., Fredi P., Lupia Palmieri E. 2007. Direct and indirect evaluation of denudation rates in Central Italy, «Catena» 71, 21-30.
- Dercourt, J., L.P. Zonenshain et al., 1986. Geological evolution of the Alpine Thetys belt from the Atlantic to the Pamir since Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W., Knott, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich, D., Park, R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics. Special Publication 45*, Geological Society, London, pp. 265-283.
- Di Nocera, S., Ortolani, F., Russo, M., Torre, M., 1974. Successioni sedimentarie messiniane e limite Miocene-Pliocene nella Calabria settentrionale. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 93, 575-607.
- Dietrich, D., 1976. La Geologia della Catena Costiera Calabria tra Cetraro e Guardia Piemontese. *Memorie Società Geologica Italiana* 17, 61-121.
- Dramis F., Gentili B., Coltorti M e Cherubini C., (1982). Osservazioni geomorfologiche sui calanchi marchigiani. *Geogr.Fis.Dinam. Quat.*, 5, 37-45.
- Everitt B.S., Dunn G., 2001 – *Applied multivariate data analysis. Second edition*, Arnold, London.
- Farabollini P. Gentili B e Pambianchi G. (1992) Contributo allo studio dei calanchi: Due aree campione nelle Marche *Studi Geologici Camerti* 12, 105-115
- Farabegoli E., Agostini C., (2000) – *Identification of calanco, a badland landform in the northern apennines, Italy*. *Earth Surf. Process. Landforms* 25, 307-318.
- Farifteh J., Soeters R., (1999) – *Factors underlying piping in the Basilicata region, southern Italy*. *Geomorphology* 26: 239-251.
- Faulkner H., Alexander R., Teeuw R., Zukowskyj P., (2004) – *Variations in soil dispersivity across a gully head displaying shallow sub-surface pipes, and the role of shallow pipes in rill initiation*. *Earth Surf. Process. Landforms* 29, 1143-1160.
- Faulkner H., Alexander R., Wilson B.R., (2003) – *Changes to the dispersive characteristics of soils along an evolutionary slope sequence in the Vera badlands, southeast Spain: implications for site stabilisation*. *Catena* 50: 243-254.
- Faulkner H., Ruiz J., Zukowskyj P., Downward S., (2003) – *Erosion risk associated with rapid and extensive agricultural clearances on dispersive materials in southeast Spain*. *Environmental Science & Policy* 115-127.

- Faulkner H., Spivey D., Alexander R. 2000. The role of some site geochemical processes in the development and stabilisation of three badland sites in Almeria, Southern Spain, «Geomorphology» 35, 87-99.
- Faulkner H., Spivey D., Alexander R., (2000) – *The role of some site geochemical processes in the development and stabilisation of three badland sites in Almeria, Southern Spain*. Geomorphology 35: 87-99.
- Galignani, P., 1982. Recent sedimentation processes of the Calabria continental shelf and slope (Tyrrhenian Sea, Italy). Oceanologica Acta 5, 493-500.
- Ghisetti, F., Vezzani, L., 1981. Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian Arc (Southern Italy). Journal of Structural Geology 3, 371-381.
- Guasparri G. (1978). Calanchi e biancane nel territorio senese: studio geomorfologico. L'Universo 58, 97-140.
- Guerricchio, A., 2000. La fragilità del territorio dell'Italia centro-meridionale desumibile da immagini da satellite. In: Proceedings 10th National Symposium of Geologists, Roma, pp. 443-482.
- Gutiérrez M., Sancho C., Benito G., Sirvent J., Desir G., (1997) – *Quantitative study of piping processes in badland areas of the Ebro Basin, NE Spain*. Geomorphology 20: 237-253.
- Haccard, D., Lorenz, C., Grandjacquet, C., 1972. Essai sur l'évolution tectonogenetique de la liaison Alpes-Appennines (de la Ligurie a la Calabre). Memorie della Società Geologica Italiana 11, 309-341
- Horton R.E. (1945) – *Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology*. Geol.Soc.Am.Bull., 56 (3): 275-370.
- Howard A.D.,(1997) - *Badland Morphology and Evolutio: Interpretation using a simulation model*. Earth Surf. Process. Landforms 22: 211-227
- Iannace, A., Boni, M. and Zamparelli V., 1995. The Middle-Upper Triassic of the San Donato Unit Auct. (northern Calabria): stratigraphy, paleogeography and tectonic implications. Riv. It. Pal. Strat., 101, 301-324.
- Ietto, A. & Ietto, F., 1998. Sviluppo e annegamento di un sistema carbonatico piattaforma-bacino nel Trias superiore della Catena Costiera Calabrese. Bollettino della Società Geologica Italiana 117, 313-331.
- Ietto, A., Barillaro, A. M., 1993. L'unità di San Donato quale margine deformato Cretacico-Paleogene del bacino di Lagonegro (Appennino meridionale-Arco Calabro). Boll. Soc. Geol. It., 112, 1-20.

- Ietto, A., Barillaro, A. M., Calligaro, G. & Mancuso C., 1992. Elementi per una revisione dei rapporti Appennino-Arco Calabro. Boll. Soc. Geol. It., 111, 193-215.
- Ietto, A., Perri, E., Ietto, F., Rende, L., 1995. The sequence of mount Cocuzzo (Catena Costiera, Calabria) in the dolomitic Trias of southern Apennines. Bollettino della Società Geologica Italiana 114, 215-244.
- Kanhigan S. K., 1991 – *Multivariate statistical analysis. A conceptual introduction, second edition*, Radius Press, New York.
- Knott, S.D., Turco, E., 1991. Late cenozoic kinematics of the Calabrian arc. Tectonics 10 (6), 1164-1172.
- Krinsley, D.H., Doornkamp, J.C., 1973. Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge University Press, London, UK.
- Lanzafame, G. and Zuffa G.G., 1976. Geologia e Petrografia del Foglio Bisignano (Bacino del Crati, Crati). Geologica Romana, 15, 223-270.
- Lanzafame, G., Tortorici, L., 1981. La tettonica recente della valle del Fiume Crati (Calabria). Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 4, 11-21.
- Levine M. D., Krehbiel C. T., Bereson L. M. 2002 – *Statistica*, Apogeo, Milano.
- Maraga F., (1990) – *Delimitazione di aree inondabili secondo criteri geomorfologici*. Mem.Soc.Geol.It., 45: 247-252.
- Marchetti M., (2000) – *Geomorfologia Fluviale*. Pitagora, Bologna.
- Martina E., (1991) – *Sviluppo delle coltivazioni per idrodissoluzione nel giacimento di salgemma di Timpa del Salto (Calabria)* Mem.Soc.Geol.It., 47: 639-643.
- Mattei, M., Cipollari, P., Cosentino, D., Argentieri, A., Rossetti, F., Speranza, F., Di Bella, L., 2002. The Miocene tectono-sedimentary evolution of the Southern Tyrrhenian Sea: stratigraphy, structural and paleomagnetic data from the onshore Amantea basin (Calabrian Arc, Italy). Basin Research 14, 147-168.
- Mattei, M., Speranza, F., Argentieri, A., Rossetti F., L.Sangotti and Funicello R. 1999. Exstensional tectonics in the Amantea basins (Calabria, Italy): A comparison between structural and magnetic anisotropy data. Tectonophysics, 307, 33-49.
- Mazzullo, J., Sims, D., Cunningham, D., 1986. The effect of eolian sorting and abrasion upon the shapes of fine quartz sand grains. Journal Sedimentary Petrology 56(1), 45-56.
- Messina, A., Barbieri, M., Compagnoni, R., De Vivo, B., Perrone, V., Russo, S., Scott, B., 1981. Geological and petrochemical study of the Sila Massif Plutonic rocks (Northern Calabria, Italy). Bollettino Società Geologica Italiana 110,165-206.

- Monaco, C., Tansi, C., 1992. Strutture transpressive lungo la zona trascorrente sinistra nel versante orientale del Pollino (Appennino calabro-lucano). *Bollettino della Società Geologica Italiana* 111, 291-301.
- Monaco, C., Tortorici, L., 2000. Active faulting in the Calabrian Arc and eastern Sicily. *Journal of Geodynamics* 29, 407-424.
- Moretti S. (1993) – *Note sull'evoluzione tettono-stratigrafica del Bacino Crotonese dopo la fine del Miocene*. *Boll.Soc. Geol. It.*, 112, 845-867, 29 ff.
- Moretti S., Rodolfi., (2000) – *A typical “calanchi” landscape on the Eastern Apennine margin (Atri, Central Italy): geomorphological features and evolution*. *Catena* 40: 217-228.
- Moretti, A., Corea, I., Guerra, I., 1990. Sismicità attuale e sistemi di fratture superficiali in Calabria. (Present seismicity and superficial fracture systems in Calabria). In: *Proceedings of GNDT Meeting 1*, pp. 89-101.
- Morrone, A. 1991. Sedimentological and stratigraphical study of Miocene deposits of the Calabrian Coast Range, in the area between Falconara Albanese and Cosenza. *Giorn. Geol.*,53/2, 93-113.
- Morrone, A., Sonnino,G., Dieci, G. and Sarti, M. 1996. I terreni neogenici della Calabria settentrionale. *Sedimentologia e stratigrafia. Ann. Univ. Ferrara, Sci. Terra*, 7/1, 1-21.
- Mulligan M., (1998) – *Modelling the geomorphological impact of climatic variability and extreme events in a semi-arid environment*. *Geomorphology* 24: 59-78.
- Muto, F., Perri, E., 2002. Evoluzione tettono-sedimentaria del bacino di Amantea, Calabria occidentale. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 121, 391-409.
- Nalin R., Massari F., Zecchin M. 2007 Superimposed cycles of composite marine terraces: the example of Cutro terrace (Calabria, southern Italy), «*Journal of Sedimentary Research*» 77, 340-354.
- Ogniben L. (1955) – *Le argille scagliose del Crotonese*. *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, 6 (2), 72 pp.
- Ogniben L. (1962) - *Le argille scagliose ed i sedimenti messiniani a sinistra del Trionfo (Rossano, Cosenza)*. *Geol. Rom.*, 255-282.
- Ogniben L. (1973) – *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. *Geol. Rom.*, 12, 243-585.
- Ogniben, L., 1969. Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Memorie della Società Geologica Italiana* 8, 453-763.
- Ogniben, L., 1973. Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni. *Geologica Romana* 12, 243-585.

- Orombelli, G., 1997. Recenti progressi nella valutazione del paleoclima. Le variazioni climatiche negli ultimi 150.000 anni. *La Terra nel Sistema Solare, Ciclo di lezioni 1995/96*, Istituto Lombardo, Accademia di Scienze e Lettere, Milano, Italy, 73-97.
- Orombelli, G., Ravazzi, C., 1996. The Late Glacial and Early Holocene: chronology and paleoclimate. *Il Quaternario-Italian Journal of Quaternary Sciences* 9(2), 439-444.
- Panizza M., (1995) – *Geomorfologia Applicata*. La Nuova Italia Scientifica, Roma
- Patacca, E., Sartori, R., Scandone, P., 1990. Tyrrhenian basin and Appenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times. *Memorie Società Geologica Italiana* 45, 425-451, Roma
- Phillips C.P. (1998) – *The badlands of Italy: a vanishing landscape*. *Applied Geography*, 18, 243-257.
- Pinna S. e Vittorini S. (1989). Su alcune caratteristiche delle argille plioceniche della valle dell'era in rapporto alla genesi di calanchi e biancane. *Geogr.Fis.Dinam. Quat.*, 12, 131-137.
- Platt J.P. and Compagnoni R., 1990. Alpine ductile deformation and metamorphism in a Calabrian basement nappe (Aspromonte, south Italy). *Eclogae Geol. Helv.*, 83, 41-58.
- Postpischl, D., 1985. Catalogo dei forti terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, Graficop, Bologna, 239 pp.
- Roda C. (1964a) – *Distribuzione e facies dei sedimenti neogenici nel Bacino Crotonese*. *Geol. Rom.*, 3, 319-366.
- Roda C. (1964b) – Il Membro di Barretta della Molassa di Scandale (*Pliocene medio-superiore del Bacino Crotonese*). *Boll.Soc. Geol. It.*, 83 (3), 335-347.
- Rodolfi G. e Frascati F. (1979). Cartografia di base per la programmazione degli interventi in aree marginali. Area rappresentativa dell'alta Val d'Era: 1°Mem III. Carta Geomorf. Ann. Istit. Sper. Studio Difesa del Suolo, Firenze, 10, 37-80.
- Romeo, M., Tortorici, L., 1980. Stratigrafia dei depositi miocenici della Catena Costiera calabra meridionale e della media valle del F. Crati (*Calabria Bollettino della Società Geologica Italiana* 99, 303-318
- Rossetti, F., Faccenna, C., Goffè, P., Moniè, P., Argentieri, A., Funiciello, R., Mattei, M., 2001. Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): insights for a tectonic evolution of the Calabrian Arc. *Tectonics* 20 (1), 112-133.
- Rossetti, F., Goffè, P., Moniè, P., Faccenna, C. and Vignaroli, G., 2004. Alpine orogenic P-T-t deformation history of the Catena Costiera area and surrounding regions (Calabrian Arc, southern Italy): The nappe edifice of north Calabria revised with insights on the Tyrrhenian-Appennine System formation. *Tectonics*, 23, 1-26.
- Rowell, D.L. (1994) – *Soil Science: Methods and Applications*. Longman, Harlow.

- Sdao G., Simone A. e Vittorini (1984). Osservazioni geomorfologiche sui calanchi e biancane in Calabria. *Geogr.fis.Dinam.Quat.*, 7, 10-16.
- Schumm S.A. (1956) – *Evolution of drainage system and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey*. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 67: 597-646.
- Sorriso-Valvo M. 1993. The geomorphology of Calabria. A sketch, «*Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*» 16, 75-80.
- Sorriso-Valvo, M., 1988. Landslide-related fans in Calabria. *Catena Supplement* 13, 109-121.
- Sorriso-Valvo, M., 1990. The fill-and-cut sequences in the Trionto river valley, northeast Calabria. In: Sorriso-Valvo, M. (Ed.) *Excursion guide-book of Symposium on Geomorphology of active tectonic areas*, CNR-IRPI Geodata n.39, 71-75.
- Sorriso-Valvo, M., 1993. The geomorphology of Calabria: a sketch. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 16, 75-80.
- Sorriso-Valvo, M., Antropico, L., Le Pera, e E., 1998. Controls on modern fan morphology in Calabria, Southern Italy. *Geomorphology* 24, 169-187.
- Sorriso-Valvo, M., Sylvester, A.G., 1993. The relationship between geology and landforms along a coastal mountain front, northern Calabria, Italy. *Earth Surface Processes Landforms* 18, 257-273.
- Sorriso-Valvo, M., Tansi, C., 1996. Grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante della Calabria. Note illustrative per la carta al 250.000. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 19, 395-408.
- Spadafora, E., 1990. Successioni sedimentarie tardo-mioceniche della Calabria Settentrionale. *Rend. Soc. Geol. It.* 13, 135-138.
- Strahler A.N., (1958) – *Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms*. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 69: 279-300.
- Sylvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1666- 1703.
- Till R. 1974 – *Statistical methods for the earth scientist, an introduction*, Macmillan, New York.
- Torri D., Colica A., Rockwell D. 1994. Preliminary study of the erosion mechanisms in a biancana badlands (Tuscany, Italy), «*Catena*» 23, 281-294.
- Tortorici, G., Bianca, M., Monaco, C., Tortorici, L., Tansi, C., De Guidi, G., Catalano, S., 2002. Quaternary normal faulting and marine terracing in the area of Capo Vaticano and S. Eufemia plain (Southern Calabria). *Studi Geologici Camerti* 1, 155-171.
- Tortorici, L., 1982. Lineamenti geologico-strutturali dell'Arco Calabro Peloritano. *Società Italiana di Mineralogia e Petrografia* 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.
- Turco, E., Maresca, R., Cappadona, P., 1990. La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico. *Memorie della Società Geologica Italiana* 45, 519-529.
- USDA 2006. *Keys to Soil Taxonomy*, 10^a ediz., USDA-United States Department of Agriculture, Soil Survey Staff, Natural Resources Conservation Service, Washington D.C.
- Van Dijk J.P. 1991. Basin dynamics and sequence stratigraphy in the Calabrian Arc (Central Mediterranean); records and pathways of the Croton Basin, «*Geol. Mijnb.* » 70, 187-201.
- Van Dijk J.P., Okkes F.W.M. 1991. Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basins; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean, «*Tectonophysics*» 196, 23-60.
- Van Dijk, J.P., and Okkes, M., 1991. Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basins; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean. *Tectonophysics*, 196, 23-60.
- Van Dijk, J.P., Bello, M., Brancaleoni, G.P., Cantarella, G., Costa, V., Frixia, A., Golfetto, F., Merlini, S., Riva, M., Torricelli, S., Toscano, C., Zerilli, A., 2000. A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy). *Tectonophysics*, 324, 267-320.
- Verstappen, H.T., 1977. A geomorphological survey of the NW Cosenza province, Calabria, Italy. *ITC Journal* 4, 578-594.
- Vittorini S. (1977). Osservazioni sull'origine e sul ruolo di due forme di erosione nelle argille: calanchi e biancane. *Boll. Soc. Geogr. Ital.*, 6, 25-54.
- Young, J.R., Teale, C.T., Brown, P.R., 1986. Revision of the stratigraphy of the Longobucco Group (Liassic, southern Italy), based on new data from nannofossils and ammonites. *Eclogae Geologicae Helveticae* 79, 117-135.
- Zecchin M., Massari F., Mellere D., Prosser G., 2004a. Anatomy and evolution of a Mediterranean-type fault bounded basin: the Lower Pliocene of the northern Croton Basin (southern Italy), «*Basin Research*» 16, 117-143.
- Zecchin M., Nalin R., Roda C. 2004b. Raised Pleistocene marine terraces of the Croton peninsula (Calabria, southern Italy): facies analysis and organization of their deposits, «*Sedimentary Geology*» 172, 165-185.